

FOR OFFICIAL USE ONLY

КАЗАК ССР ФЫЛЫМ АКАДЕМИЯСЫНЫҢ  
**ХАБАРЛАРЫ**  
ИЗВЕСТИЯ  
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

СЕРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ

ВЫПУСК 2 (27)

АТ ПД45. Сдано в производство 21.IX.1956 г. Подписано к печати 25.I.1957 г.  
Объем 15 печ. л. и 3 стр. формат 21 п. х 64 м.м., лист 4 24 листов 90.  
Тираж 1000 экз. Горки, ЕССР. Типография БСХА МСХ СССР.

АЛМА-АТА · 1957

FOR OFFICIAL USE ONLY

FOR OFFICIAL USE ONLY

КАЗАХ ССР ТЫЛЫМ АКАДЕМИЯ

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР.

ҚАЗАҚ ССР ТЫЛЫМ АКАДЕМИЯСЫНЫҢ  
ХАБАРЛАРЫ  
—★—  
ИЗВЕСТИЯ  
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

СЕРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ

ВЫПУСК 2 (27)



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

АЛМАТА

1957

АЛМА-АТА

FOR OFFICIAL USE ONLY

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ  
Ахмадсафин, Р. А. Борукаев, М. И. Ло-  
ич (ответственный секретарь), Г. Ц. Ме-  
дий, И. Сатпаев, (ответственный редактор)  
Н. Г. Сергиев

FOR OFFICIAL USE ONLY  
ИЗВЕСТИЯ

АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР  
Серия геологическая Вып. 2 (27)

Серия геологическая

Вып. 2 (27)

М. П. РУСАКОВ

## КЕМЕЛЬБЕКСКАЯ УГЛЕНОСНАЯ ЗОНА В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ ПРИБАЛХАШЬЕ, ЕЕ ИЗУЧЕНИЕ И РАЗВЕДКА

В свете максимально-оптимальных представлений 1950—1953 гг. о перспективах Саянского района по меди, железу и другим полезным ископаемым была выдвинута задача обеспечить будущее Саякское предприятие собственной угольно-энергетической базой.

Уместно напомнить, что в Западном, Северо-Западном и Северо-Восточном Прибалтизье еще до революции были известны и кустарно разведывались Алаукольская, Кошкан-Тенинская, Нижне-Монтинская и Саргальская угленосные площади, но разведка их не дала положительных итогов. Также давно были известны, неоднократно изучались и безуспешно разведывались Аягуские угольные месторождения, удаленные от Сакса на 280—300 км.

Саяки на 280—300 км.  
Единственный и ближайший к Балхашу карагандинский уголь заво-  
зится по железной дороге для Балхашского медеплавильного завода и  
других заводов.

Снабжение Саяка карагандинским углем по оз. Балхаш (около 200 км) и затем автотранспортом (40—50 км) связано с неудобствами и

Возникла задача — разведать и изучить энергетические угли в урочище Кемельбек, в 45 км по дороге к северу от Саяк I, в двух километрах к западу от скрещения меридианов  $77^{\circ}30'$  восточной долготы и  $47^{\circ}20'$  северной широты, на северо-восточном конце гор Тюлькуны. Кемельбекский отряд Саякской геологоразведочной партии должен был в 1955 г. начать изучение и разведку известной здесь угленосной зоны.

изучение и разведку известной здесь угленосной зоны.

*1. Общая географо-экономическая позиция Кемельбекского угленосного района* еще труднее, чем для Саяка. От оз. Балхаша угленосный район отделяет расстояние около 90 км, от г. Балхаша — до 280 км. Приличная автодорога связывает Саяк I и III с Кемельбеком. Транспорт и снабжение отряда целиком базируются в Саяке. В районе возможны лишь сезонные летние работы. Водой для геологоразведки район обеспечен: здесь имеются родники вдоль крупного тектонического шва и ряд водоносных шурфов в угленосных породах, где уровень воды держится на 4—5 м ниже устья. Голливо — Баялык. Жилья для зимы нет.

4-5 м ниже устья Томиши в сажи, включая и угольную, не обнаружены. История открытия и изучения Кемельбекской угленосной зоны начиняется:

а) в 1950 г., когда инженером Г. К. Слесаревым с самолета были обнаружены пятна угольной сажи в кемельбекской депрессии. Он же заложил здесь и первый глубокий шурф, который на глубине 2 м вскрыл сажистую пачку.

FOR OFFICIAL USE ONLY

б) в октябре 1950 г. отряд Р. Э. Квятковского из Казахского геологического управления осуществлял поиски на Восточном и Западном участках, где и были заложены магистральные канавы, проходящие отдельными зонами зевнями в местах выхода угольной сажи. Также было пройдено на Восточном участке 3 глубоких шурфа — один глубиной в 27 м, а два остальных — в 10 и 12 м. В итоге этих работ был составлен схематический стратиграфический разрез через угленосную полосу;

в) летом 1951 г. Казахское геологическое управление организовало при Саянской экспедиции Кемельбекскую поисково-разведочную партию с общими ассигнованиями в 500 тыс. руб., из которых было реализовано только 200 тыс. рублей. В 1952 г. геологами этой партии была составлена схематическая геологическая карта на глазомерной основе М. 1:5000 и упрощенные стратиграфические колонки по двум блокам Восточного участка.

Работы проводились силами 30—40 человек студентов-практикантов и поэтому не отличались удовлетворительным качеством. Тем не менее работы 1951 г. выяснили в целом очень сложную тектонику Восточного участка, однако не дали ответа на вопрос о перспективах промышленной углесности этого участка и всей Кемельбекской зоны;

г) при геологической съемке М. 1:200 000 планшетов L-43-IV В. Ф. Беспаловым и L-43-35-36-43 В. А. Шурыгиним и Чабдаровым в 1952 г. выходы угленосных пород были прослежены от Восточного участка на запад и восток на десятки километров. Следует отметить, что авторы этих отчетов дали вывод об отсутствии практического значения нарушенных угленосных отложений.

III. В 1955 г. для выяснения угленосности и перспектив Кемельбекской угленосной полосы по отдельному отряду Саянской геологоразведочной партии были запроектированы разведочно-поисковые работы в объеме:

- 1) колонковое механическое бурение — 300 пог. м;
- 2) ручное змеевиковое бурение — 3000 пог. м (800 скважин);
- 3) разведочные канавы — 500 м<sup>2</sup>;
- 4) разведочные шурфы — 40 пог. м.

К концу августа 1955 г. все виды геологоразведочных работ в указанных выше объемах, за исключением колонкового бурения, были выполнены. Была также составлена топографическая карта.

IV. Недостатки в работе отряда и их документации резко бросаются в глаза.

1) Магистральная канава длиной 1800 м (1951 г.) не передокументирована, хотя ясно; что прежняя документация не отвечает своему назначению.

2) Для уточнения нерешенного вопроса о стратиграфическом положении пород угленосной зоны Кемельбека не собрана фауна по канаве.

3) Пройденные 800 мелких скважин ручного бурения не нанесены на план или хотя бы на схему, которую можно было бы наложить на то-план.

4) Колонка по скважине № 1 глубиной 142,5 м не составлялась; детально не описаны также пройденные скважиной углистые интервалы с пачками углей.

5) До конца августа не были отобраны пробы от углей.

Они были взяты в сроком порядке только 23 августа 1955 г. по настоянию экспертно-консультационной группы Казахского геологического управления (Русаков, Пирго), которая увезла эти пробы в Балхаш для переведения в угольную лабораторию Карагандинского геологического управления.

## FOR OFFICIAL USE ONLY

Кемельбекская угленосная зона

5

6) По скважине № 1 не производилась откачка воды, на что еще в начале августа обратил внимание Казахский государственный городской технический надзор. Вследствие организационной неразберихи «обсадные трубы по скважине № 1 были вынуты, скважина обвалилась, и откачу новозможно было произвести.

Создается впечатление, что ни стратиграфический разрез угленосных отложений, ни их очень сложная пликативная и дислоцированная тектоника, ни положение и состав угленосных пачек с их пластами углей не изучены. Глубокое бурение (скважина № 1) ведется вслепую только для того, чтобы пересечь угленосную пачку и фиксировать, содержит ли она в себе угольные пласти.

Правда, скважина № 1 подсекла золистые угли на двух интервалах, но находится ли угленосная пачка в нормальном положении (кровля — почва) или складка опрокинута к северу и скважина № 1 подсекла пачку со стороны ее почвы — неизвестно.

V. Сравнительные итоги разведочных работ 1951 и 1955 г. В 1951 г. было выявлено, что по магистральной канаве № 2 длиной до 1800 м отмечается 20 пачек углистых пород и сажи, 13 пачек из которых обладают горизонтальной мощностью более 5 м. Пласти углей в канаве в 1951 г. не были встречены.

Цель работы 1955 г. — выяснить, какое число рабочих пластов угля содержится в южном блоке Восточного участка, имеющем наибольшую тяжелые и мощные выходы углистых пород и сажи. Все эти выходы надлежало опробовать и сделать пробы на химический анализ.

Работы 1955 г. показали, что в пачках углистых пород южного блока имеются пласти тонкополосчатого, серовато-черного, матового, заметно-давленного каменного угля, которые были встречены при проходке шурfov и при бурении скважины № 1. При испытании этих углей на походном горне и в кузнице мехмастерской геологоразведочной партии № 221 они легче загорались, давая при горении короткое пламя.

Разведочная скважина № 1, пробуренная до глубины 142,5 м, подсекла только часть пачки углистых пород (верхнюю ли, нижнюю ли — неизвестно) в силу очень кругого падения пластов. Можно было лишь подозревать опрокинутость синклинальной складки из пород угленосной толщи к северу под влиянием Южного надвига эффузивного блока девона и обратную стратиграфию пород, пройденных в скважине № 1. В связи с этим на расстоянии 80 м к северу от скважины № 1 была задана скважина № 2, которая должна пересечь оставшую часть угленосной пачки с некоторым перекрытием и войти в породы кровли угленосной пачки (если имеется опрокинутое залегание складки).

В скважине № 1 подсечены четыре интересных интервала с углистыми, тектонически деформированными аргиллитами, включающими пласти матового тонкотоцкого угля. В указанных интервалах, каждый из которых мощностью по скважине 2—4 м, имеются, судя по кернам, пласти тонкополосчатого угля, способного загораться в горне. Примерная мощность тонкополосчатых пластов угля по скважине намечается в 2,0 — 2,6 — 4,0 — 4,5 м; действительная мощность их значительно меньше.

В конце августа начальником отряда инженером Р. А. Шаховым взято и приготовлено 8 проб: № 1 — из шурфа № 53, проба № 5 — из шурфа № 55 и проба №№ 6, 7, 8, 9 — из кернов скважины № 1. Проба № 5 из отвалов шурфа № 55.

Конечные веса проб варьируют от 225—290 г до 375 — 400 г при коэффициенте крупности частиц 1 мм. Колонки по скважине № 1 отряда не имеются. Сколько-нибудь развернутой литологической характеристики углистых аргиллитов и углей также нет.

FOR OFFICIAL USE ONLY

М. П. РУСАКОВ

*VI. Существующие представления о региональной структурно-геологической позиции и о локальной структуре Кемельбекской угленосной зоны и Рынчанско-Сарышакской*

Восточного ее участка. А. Кемельская угленосная зона рассматривается как южная окраина крупного Калмак-Эмельского синклинофория, локализованного с северо-западным простиранием в 35—40 км севернее Саяна I; в пределах этой окраинной части синклинофория и обнаруживаются на поверхности породы угленосной свиты никонкарбонового возраста.<sup>1</sup>

Согласно А. Кемельская угленосная толща относится

По В. М. Сергиевскому, Кемельбекская угленосная толща относится к так называемой «Мшанковой свите», представленной песчаниками, алевритами, конгломератами и рече — эфузивами.

политами, конгломератами и ржавой рудой. Мощность угленосной свиты, по А. К. Бувалину и Э. Р. Квятковскому, порядка 1500 м, а по В. Ф. Беспалову, — всего лишь около 200 м. Такое разное расхождение в определении мощности угленосной свиты уже говорит о малой ее изученности и об отсутствии хорошо составленного и доказательного аргументированного разреза. К сожалению, эта работа не проводилась и в 1955 г.

Б. Тектоническое строение Кемельбекской ячейки  
Б. Тектоническое строение Кемельбекской ячейки

К югу от регионального разлома располагается антиклинальная структура гор Тюлькуль, сложенная эфузивами, туфобекчиями и туфами верхнего девона, на которых с западу и востоку от гор Тюлькуль налегают отложения турнейского яруса нижнего карбона ( $C_1$ ), тоже образующие скопище антиклинальных и синклинальных складок второго порядка с субширотно-расположенными их осями и с падениями крыльев под углами 35–40°.

Планшеты турнейских отложений близ южного Главного разлома про-

Площадь турецких отложений в пределах Акцишко-Балаканской зоны тягнется в длину более чем на 40 км, вплоть до горы Акцишко на востоке и по южному предгорью гор Калым-Эмель на западе. Ширина ее достигает 3—5 км. Она рассечена разломами северо-западного (реже северо-восточного) простирания, очевидно сопряженными с Главным надвигом, вымытыми широким разломом.

По карте В. Ф. Беспалова (М. 1 : 500 000) видно, что узкая субширотная полоса византийских отложений шириной 1—1,5 км протягивается от меридиана 77°30'°' к западу примерно на 25 км, будучи зажата в основном срезом отложений турецкого (С<sub>1</sub>), а частично (на своих северных концах, горномакарбоновых и спледнакарбоновых эфузивах).

д) участиями первомарковых и среднемарковых эффузий (на флангах), и с участием первомарковых и среднемарковых эффузий (на флангах). Вторая, более северная полоса тех же визе-наморовых ( $C_1^{v+n}$ ) отложений шириной до 3 км расположена в 3—4 км севернее первой, будучи перекрыта на северо-западе и севере теми же эффузивами и ограниченна на севере разломом северо-западного простирания.

тразом перекрытие угленосных отложений визе-намора эфузивами, при его карбона.

В таком аспекте в свое время составленная структурно-геологическая схема Восточного участка с выделением горстовых клиньев с девонскими эфузивами на границе южного и среднего блоков участка, а также и на северо-западе участка, не выдержала критики.

FOR OFFICIAL USE ONLY

### Кемельбекская угленосная зона

Даже беглый осмотр участка показывает, что агломераты, агломерат-туфы и туфо-конгломераты между южным и средним блоками не могут относиться к девонским эфузивам, ибо они совсем не деформированы и не кливажированы и ближе напоминают низы среднекарбоновых эфузивов. То же замечание относится и к северной половине Восточного участка. Поэтому структурно-геологическая карта Восточного участка должна быть заново пересоставлена.

должны быть в скважине при отборе проб.

VII. Составленная к концу августа 1955 г. колонка по скважине № 1 показывает, что мощные углистые аргиллиты были встречены на интервале 7—26 м. 7 тоннких прослоев черных углистых аргиллитов фиксированы на интервале от 46 до 76 м по скважине. На интервале от 109 до 140,9 м пересечено свыше 15 аргиллитовых слоев и прослоев различной мощности. Пока что удается выделить следующие угольные, достаточно сильно залегающие пласты (см. табл. 1).

Таблица 1

Индексы угольных пластов	На интервале от устья скважины, в м	Мощность пласта по скважине, в м	Рассчит. истинная мощн., в м	Примечание
I	94,10—98,70	4,60	3,30	
II	99,80—102,40	2,60	1,80	
III	127,10—129,10	2,00	1,40	
IV	136,0—140,50	4,50	3,20	Во всех пластах угли достаточно золистые, тектонически деформированные, с зеркалами притирания и т. д.

Анализ выделенных угольных пластов пока нет (пробы увезены в Караганду), но несомненно, что в Кемельбекской зоне имеются угольные пласти рабочей мощности, достаточно золистые, из которых выявлены пласти четыре с суммарной истинной мощностью порядка 9–10 м. Качество углей пока не выявлено.

ство углей пока не выявлено.

VIII. Несомненно, что начатую разведку Кемельбека надо продолжить и в 1957 г. Здесь надо составить хорошую структурно-геологическую карту Восточного участка, составить хорошие разрезы, провести геофизико-электротометрию для выделения углистых пачек и угольных пластов, сдеболировать дополнительно до 2000 м проверочных мелких скважин, задать 2 глубоких шурфа (до 20—25 м), быть может, пройти новую магистральную канаву и прорестить минимум 7—8 скважин глубиной до 200 м с общим метражем в 1500 м. Проведение в будущем железнодорожной магистрали из Китая в Москву по северо-восточному Прибалхашью или в направлении на Караганду ставит задачу выявления промышленной ценности этой большой угленосной зоны.

*«Статья поступила в редакцию 16 октября 1956 г.*

РЕЗЮМЕ

Макалада Саяқ руднігінің солтүстігінде 40 км жердең Кемелбек зонасы сыйпатталып, ондағы жүргізілген зеттеу жұмыстарының алғашқы альчын көртинділділіктері көлтірілген.

Бірінші буреялыу скважина 4 құлді тасқөмір кабатын тесіп етті. Бул  
кабаттардың калыңдығы — 1, 4 — 1,8 метрдей, 3,20 — 3,30 метрге дейін.  
Кемір кабаттарның жапты калыңдығы 9 — 10 метрдей. Бұның көмір отка-  
жасқы жағанды, ал оның сапасы елі толық зерттелген жок. Келешекте  
“Саяқ кенин” мы мен темір пайдаланыста бағастаған Кемелбек көмірін  
“Саяқ кенин” мы мен темір пайдаланыста бағастаған Кемелбек көмірін  
жаспорның көргөзіне жаратуға толық мүмкіншілік бар, ейтепсес Караганды  
жемайдын 600 км жерде тасуға тұра келеді.

FOR OFFICIAL USE ONLY

ИЗВЕСТИЯ  
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР.  
Серия геологическая  
Вып. 2 (27).  
1957

Е. Н. МУРАХОВСКАЯ

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ  
ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ УГЛЕЙ МАЙКЮБЕНЬСКОГО  
БАССЕЙНА

Петрографическое изучение углей Майкюбенского бассейна проводилось в разное время, начиная с 1938 г., С. Н. Наумовой и Е. И. Мураховской. В результате были получены предварительные сведения об исходном материале углей, характеризующие их как бурье, гумусовые, состоящие из кларена, дюрено-кларена, дюрина, переходящего в липто-биолиты, и типов углей, обогащенных фазенизированными остатками.

Исследования первых лет не могли дать полной характеристики исходного вещества углей и тем более петрографического состава угольных пластов из-за недостаточного в то время вскрытия бассейна горными выработками. Только благодаря развернутым в последние годы в большом количестве геологоразведочным работам на площади бассейна автору представилась возможность изучить систематически отобранный большой каменный материал.

В настоящей статье приводятся результаты исследований, проведенных автором в период 1953—1956 гг., основанные на изучении кернового материала многочисленных скважин. Работа являлась частью геологических исследований, проводимых в Майкюбенском бассейне Институтом геологических наук Академии наук Казахской ССР по договору с Карагандинским геологическим управлением Министерства геологии и охраны недр Казахской ССР.

Майкюбенский бассейн — наиболее крупный из мезозойских угленосных районов в Центральном Казахстане. Он расположен в 160 км к юго-западу от г. Павлодара и в 60 км южнее разъезда № 118 Южно-Сибирской железной дороги. Бассейн занимает значительную площадь, объединяя несколько месторождений: Майкюбен, Шоптыкуль, Баяндыкуль, Сарыкуль и другие, которые вскрывают различные горизонты угленосных отложений.

Геологическое строение и угленосность бассейна в процессе разведки изучались рядом геологов, но только работы последних лет, большая часть которых не опубликована, с достаточной детальностью освещают эти вопросы. Из них следует отметить работы С. Н. Стулова, Н. А. Севрюгина, Г. Л. Кущева [6], А. К. Бувалкина и др. По данным перечисленных исследователей, мезозойский комплекс угленосных отложений залегает на размытой поверхности дислокированного палеозоя в виде асимметричной широтно-вытянутой синклиниали. Сравнительно спокойное залегание их расположено внутри синклиниали повторной пологой складчатостью и тектоническими нарушениями. Мощность мезозойских угленосных отложений:

FOR OFFICIAL USE ONLY.

Петрографическая характеристика основных генетических типов углей

9

колеблется в пределах 1550—1950 м. В основании их залегают конгломераты, выше чередующиеся с аргиллитами, алевролитами, мелко- и среднезернистыми песчаниками, конгломерат-песчаниками и пластами углей. Перечисленные породы повсеместно содержат многочисленные остатки макро- и микрофлоры, определяющие возраст их как рет-лайас.

На основании литологического и спорово-пыльцевого состава мезозойские отложения бассейна делятся на четыре свиты (снизу вверх): конгломератовую, сарыкульскую, песчано-конгломератовую и шоптыкульскую. Угленосными являются все свиты, причем коэффициент угленосности их возрастает от нижних к верхним, достигая максимума в шоптыкульской свите.

В угленосной толще бассейна к настоящему моменту установлено около 50 угольных пластов, имеющих неравномерное вертикальное распределение. Так, в конгломератовой свите выявлено 2 пласта угля, в сарыкульской — 18, в песчано-конгломератовой — 11 и в шоптыкульской — 12. Наибольший промышленный интерес имеют угольные пласты двух последних свит, так как они отличаются значительной мощностью (13—40 м) и относительной выдержанностью по простиранию. Для большинства же угольных пластов бассейна характерны сложное и неустойчивое строение, потеря рабочей мощности, расщепление или выклинивание отдельных пачек на коротких расстояниях.

Микроскопическим изучением были охарактеризованы угли всех свит. В результате изучения установлено, что угли по степени метаморфизма в предобласти бассейна отвечают бурым высокой степени углефикации, с глубиной, согласно правилу Хильта, переходящим в каменные. Это находит подтверждение и в физико-химических свойствах углей.

По имеющимся данным, полученным Институтом химии Академии наук Казахской ССР, известно, что майкюбенские угли обладают повышенным содержанием углерода ( $C = 70,35\text{--}79,74\%$ ) и водорода ( $H^{\circ} = 4,59\text{--}8,72\%$ ), низкими содержаниями влаги ( $W^{\circ} = 4,27\text{--}16,13\%$ ) и кислорода с азотом ( $O + N = 23,03\text{--}13,78\%$ ), что не свойственно обычным бурым углям. Количество летучих веществ в углях в значительной степени зависит от характера исходного органического вещества и колеблется в широких пределах ( $V^{\circ} = 67,33\text{--}32,00\%$ ). К общей характеристике углей следует добавить, что они малозольные ( $A^{\circ} = 4,15\text{--}12,84\%$ ), кислородистые ( $S_{\text{общ}}^{\circ} = 0,82\text{--}0,22\%$ ) и высококалорийные ( $Q_f^{\circ} = 7077\text{--}8733 \text{ кал/кг}$ ). В отдельных случаях угли дают хороший выход первичной смолы при сухой перегонке, составляющей 12,47—18,10% на горючую массу.

По исходному материалу угли Майкюбенского бассейна довольно разнообразны. Они сложены остатками высших и низших растений, отвечаючи чисто гумусовым, сапропелево-гумусовым, гумусово-сапропелевым и сапропелевым. Среди гумусовых углей выделяются: гумиты и липито-биолиты. Гумиты являются преобладающими для бассейна. Липитобиолиты, расположаясь небольшими по мощности прослойками среди гумитов, встречаются значительно реже. Небольшим распространением, в сравнении с гумитами, пользуются и смешанные угли, но встречаются они чаще, чем сапропелиты, которые пока известны лишь в виде единичных находок.

Исходя из характера органического материала, условий и степени разложения, количественного соотношения и распределения различных микрокомпонентов, макро- и микроструктуры, а также ряда других признаков, являющихся следствием различных фаунистических условий углеобразования, угли делятся на три генетические группы:

FOR OFFICIAL USE ONLY

группа углей болотных фаций;  
группа углей озерно-болотных фаций;  
группа углей озерных фаций.

### Группа углей болотных фаций

В данную группу входят различные типы гумусовых углей, зачастую близкие по исходному материалу, но резко отличные по силе и характеру преобразования его. По степени блеска выделяются блестящие, полублестящие, полуматовые, шелковисто-матовые и матовые угли. Для большинства из них характерно неоднородное строение: штрихованое, линзовидное, линзовидно-штрихованое, полосчатое и линзовидно-полосчатое. В зависимости от сочетания одинаковых или отличных по характеру блеска микрокомпонентов, структура углей выражена отчетливо или неясно.

Материнским веществом, послужившим для образования углей болотных фаций, явились остатки высших наземных растений, которые, как установлено спорово-пыльцевым анализом [9], отвечают главным образом хвойным, гинкговым, саговниковым и папоротниковым. Они в равной степени представлены кутикуловыми и стеблевыми элементами при участии ископаемой смолы. Из кутикуловых элементов выделяется кутикула с подчиненным количеством пыльцы и спор. Ископаемая смола среди перечисленных компонентов занимает далеко не последнее место, так как в отдельных типах углей она составляет значительный процент. Зерна ее встречаются как в первичном залегании, заполняя клетки растительных тканей, так и во вторичном — в виде обособленных телец и линзовидных скоплений, включенных в гумусовую массу. Отдельные зерна имеют 1—2 мм в диаметре и хорошо видны даже простым глазом.

Накопление и разложение отмершего растительного материала проходило в торфяниках с различной степенью и продолжительностью увлажнения, что способствовало развитию процессов гелификации или флювиализации. В зависимости от среды и господства в торфяннике тех или иных процессов установлено наличие типов углей следующих фаций:

III — сухих болот;  
IV — проточных пойменных болот.

I — Типы углей фации устойчивых сильно обводненных топиных болот. Основной составной частью перечисленных ниже типов углей были остатки стеблевых, древесных и паренхимных тканей с незначительной примесью кутикульных элементов и испокомаемой смолы. Отложение и превращение их протекало в устойчивых анаэробных условиях сильно обводненного топяного болота, при медленном опускании его и продолжительном воздействии на органический материал химических и биохимических процессов. Это благоприятствовало коллоидному распаду растительных тканей до полной утраты структуры.

Условия в период накопления растительного материала в торфянике не были «постоянными». Они осложнялись изменениями внешней среды, что проявлялось наложением процессов физионизации на предварительно огудневший гумусовый материал, превращая его в смесионо-десмит. По-видимому, это было вызвано понижением уровня воды в торфянике и кратковременным окислительным действием атмосферы на торфяной защелк до перекрытия ее кровлей. Отмечаются и другие изменения «функции» взвешенные возникновением временной прочности в верхних

FOR OFFICIAL USE ONLY

## Петрографическая характеристика основных генетических типов углей

слоя топяного болота, связанных с привносом и послойно-ориентированным расположением оболочек спор и пыльцы в углиях.

Диагностическими признаками углей этой фауны являются повышенный блеск, неясность структурного строения и значительное развитие хлопьевидной или однородной гумусовой массы.

*Тип I — Кларен липоидный* (липоидо-гомогелит — табл. I, рис. 1). Макроскопически уголь обычно полублестящий, реже блестящий, чистый, легкий. На первый взгляд он кажется однородным, но при внимательном изучении обнаруживается линзовидно-штрихованое строение его, обусловленное включением редких блестящих линз витрена. Мощность линз колеблется от интевидной до 5 мм. В куске уголь имеет темно-бурый цвет, относительно высокую твердость и угловато-ступенчатый излом. С этим типом угля часто связана глазковая, осколочная и брекцииальная поверхности отдельности.

Тонким щипце уголь прозрачен и характеризуется большим развитием хлопьевидной гумусовой массы светло-бурого цвета, не изменяющейся в скрещенных николях. В небольшом количестве в ней присутствуют кутиновые и стеблевые элементы. Кутиновые элементы представлены единичными полосками кутикулы, которые ее обрывками, оболочками микроспор и пыльцы. Из других линийодов встречены зерна смолы и обрывки коровых тканей. В простом проходящем свете микрокомпоненты группы линийодов имеют светло-желтый цвет, хорошую сохранность и четкие очертания. Распределение их в гумусовой массе угля равномерное, слоистое. Стеблевые ткани отвечают крупным линзам  $\Delta$ -вентиляции с характерными трещинками усыхания, единичными фрагментами а-и  $\beta$ -клептинита и листовой паренхимы. Флазенизированные ткани в угле встречаются чрезвычайно редко и представлены мелкими обрывками со слабо запечатленной структурой клеток. Среди прочих компонентов они носят явно случайный характер.

Из неорганического материала в угле наблюдаются сингенетические образования мелких зерен пирита и карбонатов. Соотношение микропрекомпонентов в угле следующее: гелифицированного вещества — 93,9—96,6%; фюзенизированного — 0,1—0,2% и липо-  
ного вещества — 0,6%.

*Тип 2 — Дюрено-кларен* кутикуловый (кутино-гомогеллит). Внешне уголь имеет большое сходство с предыдущим типом и макроскопически не отличим от него. Блеск угля полублестящий и блестящий, строение — неясно линзовидно-штрихованое, которое определяется наличием мелких и крупных линз, более блестящих, чем основа угля. Фазен макроскопически не наблюдается. Цвет угля в куске бурый, черно-бурый, излом угловой-ступенчатый. Минеральные примеси в угле пространствами не обнаруживаются.

Кроме липоидов, в угле присутствуют лигнино-целлюлозные ткани в виде линз  $\beta$ -ксиллита,  $\Delta$ -витренина и  $\alpha$ -паренхиты. Количество их невелико. Границы между отдельными фрагментами и цементирующей массой в проходящем свете неясные, ввиду близости цвета и характера строения, но резко выступают в скрещенных николях с появлением

псевдоструктур, по которым легко определямы их принадлежность. Кутинула, преобладающий компонент липоидов, представлена узкими, длинными или прерывающимися полосками желтого цвета, иногда окаймляющими паренхиму. В погризанном свете кутинула и другие кутиновые элементы имеют волнистое или сегментарное погасание и серый цвет интерференции. Распределение форменных элементов в угле равно-мерное.

Минеральных примесей в угле мало. Редкие включения их отвечают обычно мелким, округлым зернам пирита.

Количественное соотношение микрокомпонентов в угле следующее. гедифицированного вещества — 75—85%; кутикулы — 22—10%; прочих липидов — 3—5%.

*Тип 3 — Кларен смоляной* (резино-гомогелит). Внешне уголь полублестящий, тусклый с жирным оттенком, однородного строения, черно-бурого цвета, сравнительно легкий, со сложенным неправильным изломом, без видимых минеральных включений. На плоскостях наслонения углем изредка встречаются мелкие шелковистые примазки флюзенизованного вещества.

Микроскопическим наблюдением установлено, что угол сложен в основном из гумусовой массы, отвечающей витро-десмиту и семиизопено-десмиту с незначительной примесью линзондов. Последние представлены единичными обрывками тонкой кутинулы, экзинаами микроспор и пыльцы и зернами смолы. В количественном отношении среди них выделяется смола, которая присутствует в виде обособленных крупных и мелких тельц, равномерно рассеянных в угольной массе, или образует скопления в виде линзочек, выпянутых по наслоению угля. Цвет их в проходящем свете желтый или оранжевый, строение — однородное и зернистое. В скрещенных николях включения смолы имеют волнистое или пятнистое погасание и голубовато-серую окраску. Кутиновые элементы также дают неравномерное погасание, а в момент максимального просветления приобретают зеленоватый или серый оттенок.

Кроме липоидов, следует отметить единичную встречаемость в угле мелких фрагментов  $\beta$ -флюзенита,  $\Delta$ -витренита,  $\beta$ -ксиленита и паренхимы. Гелифицированные растительные ткани по цвету аналогичны гумусовой массе и не имеют четких сюртений, что придает углю внешнюю однородность.

Соотношение микрокомпонентов в угле следующее: витро-десмита — 65%; семилюзено-десмита — 25%; липидов — 5—8%; флюенизированного — 0,4%; и футилуренового — 4,5—1,5%.

*Тип 4 — Дюреново-кларенс и кларено-дюрен смоляные* (резино-гомогенный — см. табл. I, рис. 2). По внешнему виду уголь полублестящий-полуматовый, черно-бурого цвета, относительно плотный, неясно линзовидно-штриховатого строения, обусловленного включением мелких и крупных редких линзочек более блестящего компонента, чем его основа, которая имеет тусклый, жирный оттенок. На насыщении угля изредка наблюдаются мелкие примазки флюзена. Кроме того, в угле присутствуют отдельные зерна смолы размером до 1,5 мм в поперечнике или линзовидные скопления их. Цвет смоляных зерен светло-желтый, распределение — неравномерное.

Минеральных примесей в угле мало. Представлены они узкими по лосками кальцита, линзочками сидерита или пятнистыми включениями

Микроскопически уголь имеет большое сходство с предыдущим кляренсовым типом. Он также сложен витро-десмитом и семифиозено-десмитом, компонентами группы липоидов и единичными мелкими обрывками калцини.

$\beta$ -флюзенита,  $\Delta$ -виртепи и  $\beta$ -ксиллита. Из липоидов в количественном отношении выделяется смола. Большинство зерен ее в проходящем свете имеет светло-желтую и темно-оранжевую окраску, однородное, сетчатое или зональное строение и равномерное, послойное распределение в гумусовой массе. Из кутиновых элементов следует отметить наличие единичных фрагментов кутикулы, экзин пыльцы и спор.

Количественное соотношение гумусовой массы и включений в данной форме угла колеблется даже в пределах одного шлифа, что позволяет относить его к дворено-кларену или кларено-дюрену. Переходы между ними неизвестны и макроскопически они не различимы. Витро-десмит и гематит-модифицированные ткани в нем составляют 70–60%; семиформозено-десмит – 20–10%; смала – 20–8%; прочие липоиды – 10,5%; флюзенизированное вещество – 0,5–0,1%.

Смоляные типы углей, к числу которых относятся данный тип и предыдущий, являются характерными для бассейна, несмотря на незначительное количество залежей.

*Тип 5 — Переслаивание кларена (липийского) с дюореном (спорово-пыльцевым).* Внешне уголь полублестящий — полуматовый, неясно по-ласкоточного строения, черно-бурого цвета, относительно плотный, с угловато-ступенчатым изломом, без видимых минеральных включений. Полосчатость угля обусловлена чередованием блестящих однородных и полу-матовых листов цитринового строения.

матовых полос штриховатого строения.

Блестящие полосы угля по микроструктуре отвечают кларенсу со значительным развитием прозрачной однородной гумусовой массы флюида дальнего характера и единичными включениями липондов. Последние представлены в равных количествах кутикулой, зернами смолы, оболочками пыльцы и спор.

Полуматовые полосы, отвечающие дюрену, сложены значительным скоплением микроспор и пыльцы при ничтожном участии кутикулы и смоляных телец. Изрёзка в угле можно встретить мелко разделобленные фрагменты растительных тканей, которые отвечают  $\alpha$ - и  $\beta$ -кислениту,  $\Delta$ - и  $\beta$ -винтрениту и  $\beta$ -паренхиту. Для дюреновых полос характерна микротекстура, выраженная послойно-вытянутым расположением форменных элементов в темнствущей их однородной гумусовой массе.

Минеральных примесей в углях мало, предположим, что они не являются основными образованиями пирита.

**Тип 6 — Кларен** (флюено-липоидо-гомогелит) зольный. Макроскопический уголь полублестящий, черно-бурого цвета, с крупными редкими включениями флюенизированных растительных тканей, придающих углю линзовидное строение и видимых как в вертикальных изломах, так и на плоскостях наслонения. Для угля характерен повышенный удельный вес несвойственный для кларенов.

Микроскопически установлено, что главным углеобразующим компонентом угля является прозрачная гумусовая масса однородного или хлопьевидного строения с единичными включениями микропор, смоляных телец и линз  $\beta$ -флюзитов.

В зернах, помимо большого количества мелких зерен кальцитта,

В угле присутствуют в большом количестве мелкие зерна кальцита, отвечающие эпигенетическим образованиям и приуроченные к тонким беспорядочно расположенным в нем трещинкам. Насыщенность угля минеральными примесями, связанная о воздействием на угольную массу

Влияние органических остатков на угольные пласты

Количественное соотношение органических стеранов — 90—80%; липоидов — 8—15%; фу-  
зее: гелифицированного вещества — 2—5%.

— Типы углей фации застойных увалов и низов, головных и боковых. Исходным органическим веществом, давшим начало образованию типов углей этой фации, в основном были остатки древесины, перидермы и других растительных тканей при незначительном участии кутиловых элементов и смолы. Накопление и последующее превращение растительного материала протекало в анаэробной восстановительной среде при устойчивых условиях значительного увлажнения, но при быстром погружении и захоронении торфяной залежи. Это способствовало неполному оглушению растительных тканей, благодаря чему большинство из них в какой-то степени сохранило свое первоначальное строение.

Типы углей этой фауны представлены блестящими и полуследовыми разностями однородного и неоднородного строения, для которых характерно развитие ксиловитренированной гумусовой массы и наличие большого количества растительных тканей, сохранивших частично или полностью свое анатомическое строение.

*Typ I — Кларен спорово-пильцевый* (спорогенез гипотетический).  
рис. 3.) Макроскопически уголь полублестящий или блестящий; черно-бурого цвета и с темно-буровой чертой на фарфоровой пластинке. Строение уголь линзовидно-штихтованое, за счет линз витрена. В отдельных случаях уголь разбит трецинами кливажа, которые заполнены пиритом. Микроскопически установлено, что уголь сложен большим количеством кисловитреновой гумусовой массы, в которую включены сильно-остудившиеся, но не прошедшие через разжиженное состояние лигнин-целлюлозные ткани. По своему строению они близки гумусовой массе, которую включены. Слабо заметные проходящим свете при нормальнойтолщине шлифа, они четко очерчиваются в поляризованном свете с выявлением микрослоистой текстуры, обусловленной послойно-вытянутым расположением плотно прилегающих друг к другу отдельных растительных обрывков. По степени сохранности клеточного строения фрагменты растительных тканей отвечают  $\Delta$ -витрениту,  $\beta$ -ксилиту и паренхиме. Иногда встречаются более крупные включения  $\gamma$ -витренита с клеточными полостями, заполненными смолой или более светлым, чем клеточными тканьми, гумусовым веществом.

Между обрывками растительных тканей в небольшом количестве встречаются мелкие зерна смолы и кутиновых элементов. Последние отвечают экзинам микроспор и пыльцы, а также полоскам и обрывкам очищенной тонкой кутикулы.

тонкой кутинкой. Из минеральных примесей в данном типе угля встречен пирит сингенетического и эпигенетического характера образования. Гелифицированное вещество в угле составляет 90—80%; липоиды — 10—20%.

*Typ 2 — Дюрено-кларен спорово-пыльцевой* (споро-телогеллит). Поблестящий, редко блестящий уголок черно-бурого цвета, крупный, легкий, неясно линзовидно-штриховатого строения, обусловленного включением большого количества узких, вытянутых по наслонению линз блестящего компонента. Фузен и минеральные примеси макроскопически не наблюдаются. По микроструктуре уголок отвечает дюрено-кларену, сложенному грубокомковатой массой, обрывками гелифицированных тканей.

и липоидами. Отмечается большая насыщенность угля форменными элементами в сравнении с предыдущим, кларенсовым типом. Многие из фрагментов растительных тканей в проходящем свете по структуре близки гумусовой массе и потому слабо заметны, но в скрещенных николях у них четко выявляются псевдоструктуры и они выступают более резко. По степени сохранности клеточного строения они отвечают  $\alpha$ - и  $\beta$ -кисленину,  $\Delta$ - и  $\beta$ -витрениту. Между перечисленными растительными тканями располагаются более мелкие линзоочки  $\beta$ -паренхита,  $\alpha$ -суберинита, кутиновые элементы и зерна смолы. Кутиновые элементы представлены кутикулой, пыльцой и микроспорами.

Неорганического материала в угле мало, — он отвечает мелким зернам пирита и кальцита, включенным в гумусовую массу.

Количественное соотношение составляющих уголь компонентов следующее: гелифицированного вещества — 60—75%; липоидов — 10—25%.

Тип 3 — Гладкообразный (Гелен Син — табл. 1, рис. 1). Внешне узелок тускло блестящий, вязкий, плотный, легкий, с крупным плоскораковистым изломом, черного цвета, однородный, со слабо заметными признаками стечения, простирации.

ками строения древесины.

Изучением угля под микроскопом установлено, что он отвечает крупным обломкам древесины с различной степенью остатневания клеточных тканей. В большинстве случаев структура их имеет хорошую сохранность и отвечает г-витриниту. При наблюдении древесины в поперечных срезах ясно видны годичные колыца и сердцевинные лучи. Полосы клеток ткани заполнены аморфными гумусовым веществом и частью смолою. В более остатневших участках клеточные ткани почти неразличимы и структура древесины нарушена до состояния гумусовой массы, сложенной темными и светлыми пятнами красно-бурового цвета. В скрещенных нижних в этих участках выявляется, поперечно-волнистая псевдоструктура, указывающая на неполный распад ткани и принадлежность к той же древесине.

*Тип 4 — Лигнитоподобный* (теголегит — табл. I, рис. 5 и 6). По внешнему виду уголь тускло полуматовый, лигнитовой структуры, с кубической отдельностью, темно-бурого цвета, быстро окисляющийся на воздухе и рассыпающийся на мелкие кубические обломки. Уголь плотный, крепкий. На отдельных плоскостях образца наблюдаются скопления мелких олиолитовых зерен сидерита.

Микроскопически установлено, что угол так же, как и предыдущий, отвечает крупным обломкам древесины, но отличается от него не только внешним видом, но и микроскопическими данными. В простом проходящем свете он прозрачен и имеет желтовато-оранжевую окраску. По степени сохранности первичного клеточного строения растительная ткань отвечает  $\gamma$ -лигниту, переходящему в  $\Delta$ -лигнит. Часть сохранившихся клеток ее заполнена смолой или гумусовыми веществами, более светлыми, чем клеточная ткань. В скрещенных николях структура ткани выступает резко, благодаря чему легко определимы различно ориентированные срезы ее. Цвет интерференции растительных тканей при максимальном просвещении — темно-буровый, что свидетельствует о принадлежности угля к буроугольной стадии повышенной степени углификации.

Данный тип угля не пользуется широким распространением и встречен только в угольных пластах шоптыкульской свиты, где также не имеет существенного значения.

*Тип 5* — Кларен и дюренено-кларен паренхитовый (кутино-паренхит — табл. II, рис. 7 и 8).. Среди углей бассейна, сложенных растительными тканями, выделен паренхитовый тип угля, согласно ботанической принадлежности его исходного материала. По внешнему виду — это полублеск

F16

## Е. И. МУРАХОВСКАЯ

сящий легкий уголь без видимых минеральных включений и без флюзена, черно-бурого или черного цвета, штуковатого строения, обусловленного наличием частых, узких (до 1 мм), плотно прилегающих блестящих линий. Излом угля занозистый. При раскалывании он рассыпается на тонкие хрупкие пластинки, слабо скрепленные между собой.

Микроскопическим наблюдением установлено, что основным углеобразующим материалом этого типа угля являются производные паренхимы, разделяющие ткани. По своей принадлежности паренхима стеблевая, представляемая  $\Delta$ -паренхитом и паренхино-десмитом. В проходящем свете уголь линейная  $\Delta$ -паренхитом и паренхино-десмитом. В проходящем свете уголь выглядит однородным, красно-бурого цвета, с редкими полосками кутикулы и включениями смолиновых телец, что по микроструктуре соответствует кларену и дюрену-кларену. В поляризованном свете, какущаяся однородность угля нарушается расчленением его на отдельные, вытянутые по наслоению линзы, окаймленные кутикулой. Линзы выступают довольно четко ввиду оптической анизотропии и наличия мелкой поперечно-извилистой псевдоструктуры. Уголь как бы спрессован из отдельных узких, вытянутых по наслоению линз самой разнообразной величины. Плотно прилегают друг к другу, они придают углю полосчатую текстуру. Цвет интерференции их желтовато-красный. Между полосами паренхимы располагаются зерна смолы и кутикулы, которые отделяют один фрагмент ткани от другого.

Количественное соотношение микрокомпонентов в угле следующее: паренхимы — 75—90%; кутикулы — 8—20%; смолы — 2—5%.

III — Типы углей, отвечающие данной угольной фации, внешне характеризуются шелковисто-матовым блеском, неоднородным строением и значительной хрупкостью от содержания в них большого количества флюзенированного вещества. По микроструктуре среди них различны: флюзеновый тип, флюзено-кисленовый, флюзено-кисленовый дюрен, кларено-дюрен и сложный тип переслаивания флюзено-кисленового угля с флюзено-кисленовым дюреном.

Типы углей, отвечающие данной угольной фации, внешне характеризуются шелковисто-матовым блеском, неоднородным строением и значительной хрупкостью от содержания в них большого количества флюзенированного вещества. По микроструктуре среди них различны: флюзеновый тип, флюзено-кисленовый, флюзено-кисленовый дюрен, кларено-дюрен и сложный тип переслаивания флюзено-кисленового угля с флюзено-кисленовым дюреном.

Таблица I

Рис. 1. Микроструктура кларена с хлопьевидной гумусовой массой (липидо-гомоэлит). Проходящий свет, николи // ( $\times 70$ ). ФД — флюзенит; ВД — витропаренхит; ГП —  $\beta$ -паренхит; Р — смола; МЗ — микроспоры и пыльца; К — кутикула.

Рис. 2. Микроструктура кларено-дюрена с однородной гумусовой массой (резино-гомоэлитит). Проходящий свет, николи // ( $\times 70$ ). СД — семифлюзено-десмит; ФД — флюзенит; К — кутикула; Р — смола; МЗ — микроспоры и пыльца; ГБ —  $\beta$ -флюзенит; П — пирит.

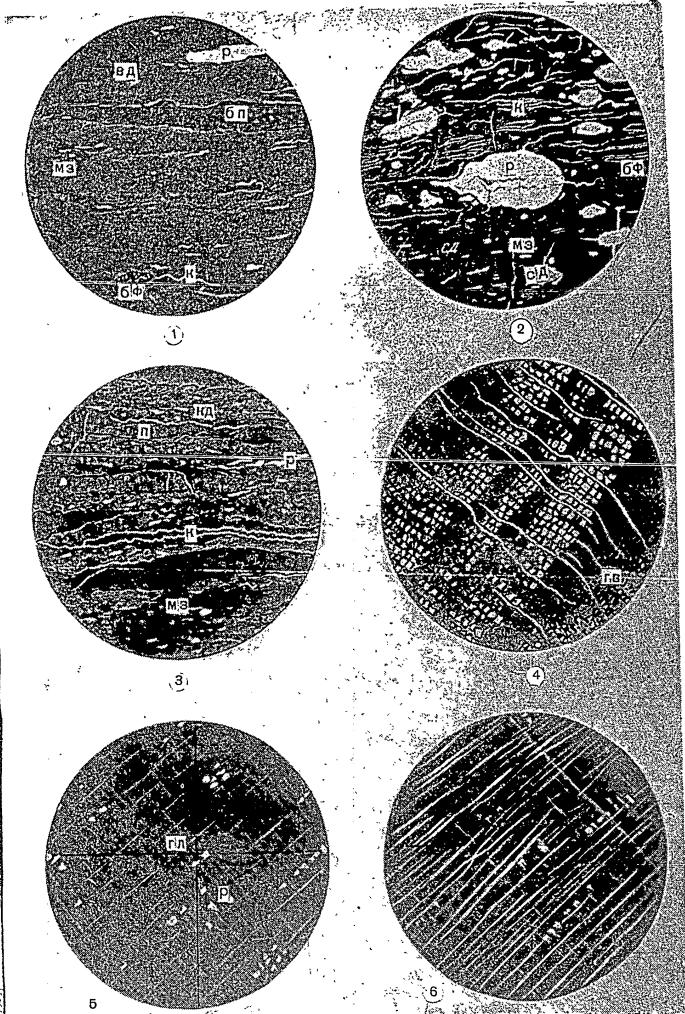
Рис. 3. Микроструктура кларена с смолиновой гумусовой массой (споро-телогеллит). Проходящий свет, николи // ( $\times 70$ ). КД — кисло-десмит; Р — смола; К — кутикула; МЗ — микроспоры и пыльца; П — пирит.

Рис. 4. Микроструктура глагато-древного типа угля (тегогеллит). Проходящий свет, николи // ( $\times 180$ ). Р — смола; ГВ — гутренит.

Рис. 5. Микроструктура лимитоподобного типа угля (тегогеллит). Проходящий свет, николи // ( $\times 180$ ). Р — смола; ГЛ — лигнит.

Рис. 6. Тот же шлиф. Проходящий свет, николи +, при максимальном просветлении. Видна резкая псевдоструктура растительной ткани в тангенциальном срезе ( $\times 180$ ).

ТАБЛИЦА I



## Петрографическая характеристика основных генетических типов углей 17

*Typ 1 — Флюзенит* (флюзенит — табл. II, рис. 9). Макроскопически уголь матовый с шелковистым блеском, черно-бурого цвета, штриховатого строения, с большим количеством крупных обрывков флюзенизированых растительных тканей, ясно видимых как по наслению угля, так и в вертикальных сколах. Изредка на матовой шелковистой основе его выделяются мелкие линзоочки блестящего компонента. Значительное скопление флюзенизированных тканей в угле определяет его хрупкость и способность пачкать руки. В куске уголь легкий, без видимых минеральных включений.

Макроскопически установлено, что уголь сложен в преобладающем большинстве стеблевыми элементами, превращенными главным образом в флюзенит и в меньшей степени в семифлюзенит, с отчетливыми или слегка заплывшими клеточными строениями. Отдельные фрагменты растительных тканей достигли предельного разложения и окисления, превратившись в  $\Delta$ -флюзенит. Иногда обрывки растительных тканей носят следы раздробленности и беспорядочного нагромождения с различной ориентацией и формой клеток, что придает углю аттритовый характер и служит признаком переотложения материала в торфянике.

Кутиновые элементы в данном типе угля встречаются крайне редко, они представлены отдельными экземплярами микроспор. Так же единицы и находки смолы. Обычно она встречается в первичном залегании, заполняя полости клеток флюзенита и семифлюзенита.

Перечисленные выше фрагменты растительных тканей слабо цементируются гумусовой массой, отвечающей семифлюзено-десмиту и флюено-десмиту. Количество их в угле очень мало.

Из минеральных примесей в угле отмечено присутствие единичных зерен пирита, обычно располагающихся в полостях растительных тканей.

Процентное соотношение микрокомпонентов в угле следующее: флюзенизированного вещества — 95,3%; семифлюзенита — 4,2%; липоидов — 0,3%.

*Typ 2 — Флюзено-ксилитовый* (микстофлюзенит — табл. II, рис. 10). Внешне уголь шелковисто-матовый и полуматовый, штриховатого или линзовидно-штриховатого строения, обусловленного значительным скоплением крупных и мелких обрывков шелковистого и блестящего компонентов, заметных на плоскостях насления и в вертикальных изломах его. В образцах уголь хрупкий, черно-бурого цвета, с неправильным изломом.

Макроскопическим изучением установлено, что в преобладающем большинстве уголь сложен производными лигнинно-целлюлозных тканей, представленными обломками древесных и стеблевых частей растений. Величина и очертания их различные. По степени превращения они отвечают флюзениту, семифлюзениту, витрениту и ксилениту с различной степенью остативания первичных тканей. Кроме растительных тканей, в формировании угля в единичном количестве принимают участие компоненты группы липоидов, представленные экзанами микроспор и пыльцы, обрывками кутинулы и смолой. Отдельные зерна последней иногда достигают 1,5 мм в поперечнике и тогда видны в угле даже макроскопически.

Перечисленные микрокомпоненты цементируются витро-десмитом и флюидальной структуры и флюено-десмитом. Количественное соотношение их колеблется в широких пределах даже на площади одного шлифа.

Количественное соотношение компонентов угля следующее: микстофлюзенит — 90—85%; гелифицированные вещества — 8—13%; липоидов — 1—2%.

*Typ 3 — Дюрен флюзено-ксилитовый* (гелито-микстофлюзенит — табл. II, рис. 11). Макроскопически уголь матовый и полуматовый, с шелковистым оттенком, штриховатого и линзовидно-штриховатого строения, черно-бурого цвета, с неправильным изломом. В куске уголь несколько плот-

пее предыдущих, слегка сажистый. Сложен он равными количествами блестящего и шелковистого компонентов с единичными включениями зерен смолы до 1 мм в диаметре.

Микроскопически установлено, что уголь на 75—90% сложен производными лигнинно-целлюлозных тканей, которые представлены довольно крупными фрагментами, отвечающими флюзениту, семифлюзениту, ксилениту и витрениту. В незначительном количестве в формировании угля принимают участие липонды, из которых следует отметить зерна смолы, микроспоры, пыльцу, обрывки кутикулы и «суберинита».

Форменные элементы цементируются в основном витро-десмитом, волокнистого строения при незначительном участии флюзено-десмита и семифлюзено-десмита. Включения лигнинно-целлюлозных тканей, как правило, приурочены к витро-десмиту, а кутикуловые элементы — большей частью к двум последним.

Соотношение микрокомпонентов в угле следующее: в различной степени флюзенизированного вещества — 90—75%; гелифицированного — 9—23%; липондов — 1—2%.

*Тип 4 — Клерено-дюрен смешанный (споро-гелито-флюзенит).* Внешне уголь полублестящий — полуматовый, с шелковистым оттенком, линзовидно-штриховатого строения от присутствия линзочек флюзена и витрена, хрупкий, без видимых минеральных включений.

Изучением угля под микроскопом установлено, что основным углеобразующим веществом являются производные лигнинно-целлюлозных тканей, примерно в равных количествах флюзенизированные и гелифицированные. Первые представлены мелкими включениями флюзенита, семи-флюзенита и флюзено-десмита, вторые — ксиленита, витренита и витро-десмита. Кроме растительных тканей, формированием угля в небольшом количестве принимали участие липонды, отвечающие пыльце, микро- и мегаспорам, мелким смоляным зернам, располагающимся в полостях флюзенизированных тканей и в витро-десмите.

Гелифицированное вещество в угле составляет до 45%; флюзенизированное — 55—45% и липонды — до 10%.

*Тип 5 — Переизливание флюзено-ксиленового типа и дюрена флюзено-ксиленового.* Внешне уголь полуматовый, полосчатый, что обусловлено чередованием полуматовых и шелковисто-матовых полос шириной 1—2 см. Соотношение полос примерно равное. Уголь хрупкий, сажистый, без

ТАБЛИЦА II



Таблица II

Рис. 7. Микроструктура дюрено-кларена (кутило-паренхит). Проходящий свет, николи // (X70). ДП —  $\Delta$ -паренхит; ПД — паренхито-десмит; Р — смола; К — кутикула.

Рис. 8. Тот же шлиф. Проходящий свет, николи +, при максимальном просветлении. Видно скопление линз паренхиты (X70).

Рис. 9. Микроструктура флюзенового типа угля (флюзенит). Проходящий свет, николи // (X70). ЗС —  $\triangle$ -семифлюзенит; АФ — а-флюзенит; бФ — б-флюзенит; ДФ —  $\Delta$ -флюзенит; Р — смола.

Рис. 10. Микроструктура флюзено-ксиленового типа угля (микстофлюзенит). Проходящий свет, николи // (X70). бФ — б-флюзенит; ГС —  $\gamma$ -семифлюзенит; ВД — витро-десмит; ФД — флюзено-десмит; БК —  $\beta$ -ксиленит; МЗ — микроспоры и пыльца; Р — смола.

Рис. 11. Микроструктура дюрена из лигнинно-целлюлозных тканей (гелито-микстофлюзенит). Проходящий свет, николи // (X70). ВД — витро-десмит; БК —  $\beta$ -ксиленит; БС —  $\beta$ -семифлюзенит; бФ — б-флюзенит; АФ — а-флюзенит; Р — смола; МЗ — микроспоры и пыльца.

Рис. 12. Микроструктура дюрена из смолы (гелито-резинит). Проходящий свет, николи // (X70). ГС —  $\gamma$ -семифлюзенит; ФД — флюзено-десмит; СД — семи-флюзенит; МЗ — микроспоры и пыльца; Р — смола.

Петрографическая характеристика основных генетических типов углей 19

видимых минеральных включений, с большим количеством флюенизированного вещества.

Микроскопически установлено, что уголь в отличие от описанных выше однородных типов является сложным и отвечает переслыванию флюено-каленевого угля с дюреном. Оба типа угля сложены производными лингино-целлюлозных тканей: первый — преимущественно флюенизованными при незначительном участии липондов, второй — в равных количествах гелифицированными и флюенизованными и несколько большими насыщенностью кутиновыми элементами. Не останавливаясь на подробной петрографической характеристике их так как они описаны каждым отдельно.

Такие угли называют проточными, пойменными, болотными. В исходном материале данных петрографических типов углей отмечается повышенное содержание липондов при малом участии прочих компонентов, и в том числе цементирующей их массы. Накопление и разложение растительного материала протекало в болотах с проточной водой, которая обеспечивала постоянный приток свободного кислорода и связанную с ним жизнедеятельность микроорганизмов. Эти факты способствовали энергичному разложению лингино-целлюлозных тканей и частичному выносу из более пониженных частей торфника, а следовательно, и обогащению остаточного продукта более стойкими от разложений элементами наземной растительности — липондами. В зависимости от преобладания в них тех или иных микрокомпонентов различают смоляной дюрен, кутикуловый, спорово-пыльцевой, смешанный и дюрен-липондовый, гелифицированных тканей. Среди перечисленных типов углей встречаются зольные их разности, особенностью которых является насыщенность терпенным материалом, принесенным в торфяник водой или ветром и отвечающим обломкам кварца, полевого шпата, циркона, и т. д.

Типы углей этой фации иногда переходят в липитобиолиты, с которыми они связаны условиями образования и которым обязаны более интенсивным процессом разложения растительных тканей.

*Type 1 — Дюрен и клаено-дюрен смоляной (гелито-резинит и гелито-флюено-резинит — табл. II, рис. 12).* Внешне уголь полублестящий — полуматовый, черно-бурого цвета, плотный, почти однородного строения, с редкими мелкими включениями блестящих линзочек; без видимых минеральных примесей. В тонких пластинках уголь легко загорается от спички и горит ярким пламенем.

При изучении угля под микроскопом установлено, что он сложен значительным скоплением липондов при малом количестве мелких обрывков растительных тканей и цементирующими их гумусовой массой. Из липондов присутствуют зерна смолы, которые преобладают над остальными форменными элементами, эказины, микропоры и пыльцы, кутикула и суберин. Растительные ткани, то степени сохранности, структуру отвечают  $\beta$ - и  $\Delta$ -флюениту и  $\beta$ -семифлюениту. Переизмененные микрокомпоненты цементируются прозрачной и полупрозрачной гумусовой массой темно-бурого цвета. Количество ее в сравнении с липондами мало.

В зависимости от соотношения цементирующей гумусовой массы и включений, которые колеблются от 60 до 90%, уголь отвечает клаено-дюрену или дюрену, в отдельных случаях переходящему в смоляной липитобиолит.

*Type 2 — Дюрен спорово-пыльцевой (гелито-спорополенит — табл. III, рис. 13).* По внешнему виду уголь черно-бурого цвета, плотный, крепкий, линзовидно-штриховатого строения, с переходным блеском от полуматового до полублестящего. Крупные линзы в нем представлены исключительно блестящим компонентом, мелкие — шелковисто-матовым и бле-

стящим. Распределение мелких линзочек в угле равномерное. Крупные линзы встречаются редко и иногда из-за значительной вытянутости создают впечатление полосчатого строения угля. В отдельных образцах уголь разбит трещинами эндокливажа, которые заполнены пиритом. Окисленные зерна пирита включены в самом угле.

По микроструктуре уголь отвечает дюрену, сложенному, главным образом, кутиновыми элементами, среди которых в количественном отношении выделяются споры и пыльца при подчиненном участии кутинулы и редких смоляных телец. Кроме линоидов, в формировании угля принимают участие растительные ткани, отвечающие  $\gamma$ -витрениту,  $\beta$ -и  $\Delta$ -кислениту и флюзениту в  $\alpha$ ,  $\beta$ -и  $\Delta$ -структурных формах. Форменные элементы цементируются небольшим количеством витро-десмита, семифлюзено-десмита и флюзо-десмита.

*Тип 3 — Дюрен кутинуловый (гелито-кутинит — табл. III, рис. 14).* По внешнему виду уголь полублестящий — полуматовый, неясно линзовидно-штриховатого строения, черно-бурого цвета с бурой чертой на фарфоровой пластинке. В образах в большинстве случаев уголь — крепкий, плотный, реже — тонкослоистый и тогда менее плотный. На плоскостях наслаждения уголь видны мелкие, редкие, шелковистые включения, примазки глинистого материала и редкая вкрапленность пирита. Включения в угле, обуславливающие неоднородное строение его, представлены блестящей хрупкой разностью. Количество их невелико, распределение неравномерное, границы нечетки, так как основа, в которую они включены, близка им по степени блеска.

По микроструктуре уголь отвечает дюрену, сложенному кутиновыми элементами, из которых резко выделяется кутинула. Из других включений в нем обнаружены обрывки лигинно-целлюлозных тканей с преобладанием гелифицированных фрагментов при единичном участии мелких линз флюзенизированных тканей.

Кутинула в шлифе представлена тонкими, иногда прерывающимися нитями с зубчатым внутрепним краем. Расположение их в угле равномерное. Контуры кутинулы не всегда ясны ввиду расплывания в гумусовой массе, что придает последней желтоватый оттенок. Между полосками кутинулы располагаются мелкие зерна смолы и экзины микроспор с довольно четкими очертаниями. Цвет кутиновых элементов в простом проходящем свете светло-желтый.

Растительные ткани по степени сохранности структуры отвечают,

Таблица III

Рис. 13. Микроструктура дюрена спорово-пыльцевого (гелито-спорополенит). Проходящий свет, николи // ( $\times 70$ ). БФ — флюзенит; ГВ —  $\gamma$ -витренит; ВД — витро-десмит; ФД — флюзо-десмит; МЗ — микроспоры и пыльца; Р — смола; ДВ —  $\Delta$ -витренит.

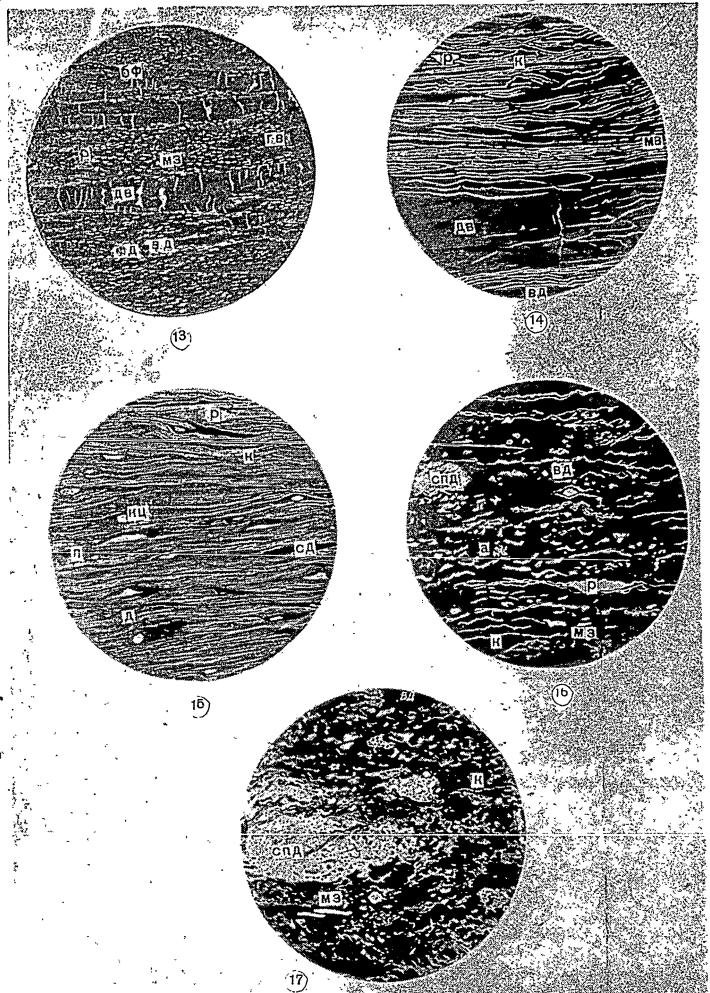
Рис. 14. Микроструктура дюрена кутинулового (гелито-кутинит). Проходящий свет, николи // ( $\times 70$ ). ДВ —  $\Delta$ -витренит; ВД — витро-десмит; Р — смола; К — кутинула; МЗ — микроспоры и пыльца.

Рис. 15. Микроструктура липтобиоптита кутинулового (кутинит). Проходящий свет, николи // ( $\times 30$ ). К — кутинула; Р — смола; КЦ — кварц; П — пирит; СД — семифлюзено-десмит.

Рис. 16. Микроструктура сапропелево-гумусового типа угля. Проходящий свет, николи // ( $\times 70$ ). Р — смола; К — кутинула; МЗ — микроспоры и пыльца; а — полуслизневшие водоросли из рода *Rila*; СПД — сапро-десмит; ВД — витро-десмит.

Рис. 17. Микроструктура гумусово-сапропелевого типа угля. Проходящий свет, николи // ( $\times 180$ ). СПД — сапро-десмит; ВД — витро-десмит; МЗ — микроспоры и пыльца; К — кутинула.

ТАБЛИЦА III



## Петрографическая характеристика основных генетических типов углей.

27

главным образом,  $\gamma$ -витрениту,  $\Delta$ -витрениту, реже  $\beta$ -семифюзениту и  $\beta$ -фюзениту. Мелкие линзочки остативших тканей окаймляются кутинулой, отвечают в краевых частях  $\beta$ -паренхиту, к центру переходящему в  $\Delta$ -паренхит.

Перечисленные микрокомпоненты цементируются витр-десмитом и паренх-десмитом.

Количественное соотношение микрокомпонентов в угле следующее: кутинулы — 75—80%; прочих липоидов — до 5%; гелифицированного вещества — 12—15%; фюзенизированного — до 3%.

*Тип 4 — Дюрен смешанный (флюзо-гелито-липоидолит).* Внешне это полуматовый уголь, черно-бурого цвета, относительно плотный, штриховатого строения, обусловленного включением блестящих и щелковистых уплощенных линзоочек мощностью 1—3 мм. Количество видимых включений невелико, распределение неравномерное. Уголь разбит крупными трещинами кливажа, заполненными пиритом, сидеритом и глинистым материалом.

По микроструктуре уголь отвечает дюрену, сложенному в основном липондами при незначительном участии производных лингино-целлюлозных тканей. Первые в равном количестве отвечают тонкой кутинуле, защищающей ее обрывкам, экзинам микроспор, пыльцы и смоляным зернам. Вторые —  $\Delta$ -витрениту,  $\beta$ -семифюзениту,  $\beta$ -паренхиту и единичным линзочкам  $\beta$ -фюзенита.

Распределение форменных элементов в угле послойное, равномерное. Цементируются они прозрачной гумусовой массой слабокомковатого или волокнистого строения. В небольшом количестве присутствуют полуопрозрачная и непрозрачная разновидности ее, к которым и приурочена большая часть липондов.

Процентное соотношение микрокомпонентов в угле следующее: кутиновых элементов и смолы — 75—80%; гелифицированного вещества — 19—23%; фюзенизированного вещества — 1—2%.

*Тип 5 — Дюрен смешанный (гелито-липоидолит).* Уголь полуматовый, плотный, крепкий, линзовидно-штриховатого строения, черно-бурого цвета. Включения в нем представлены однородным блестящим, хрупким компонентом. Размер включений варьирует в значительных пределах.

Микроскопически установлено, что уголь отвечает дюрену, сложенному липондами и гелифицированными растительными тканями. Первые отвечают мелким зернам смолы, обрывкам тонкой кутинулы; экзинам пыльцы и микроспор, обрывкам суберинита. Вторые —  $\gamma$ -и  $\Delta$ -витрениту и  $\Delta$ -паренхиту. Изредка встречаются слабо фюзенизированные растительные ткани, по структуре отвечающие и  $\alpha$ -и  $\beta$ -семифюзениту.

Цементирующая масса в угле прозрачная, однородная, и зернистая. Количество ее в угле мало.

Соотношение основных компонентов угля следующее: липондов — 75—80%; гелифицированных — 13—20%; слабо фюзенизированных — 2—5%.

Данный тип угля близок по составу описанному выше дюрену, но не содержит фюзенизированного вещества.

*Тип 6 — Липтобиолит кутинуловый (кутинит — табл. IV, рис. 15).* Уголь темно-бурого, почти черного цвета, полублестящий — полуматовый, тонко рассланцованный, при раскалывании расслаивающийся на тонкие пластинки. Строение угля тонкоштрихованное. На плоскостях наслонения угля видны скопления стеблей кутинулы, которые на вывернутых, подверхностях легко отделяются друг от друга. Отдельные стебли ее довольно гибкие и слабо скреплены между собой. Линзоочки в угле пред-

ставлены блестящими и шелковистыми включениями, хорошо заметными по насыщению угля. В тонких пластинках уголь загорается от спички и горит длинным пламенем даже после удаления огня.

Как установлено микроскопическим изучением, уголь сложен значительным количеством кутикулы при небольшом участии смолы, паренхимы, витро-десмита и семилюзено-десмита. Кутикула представлена узкими вытянутыми полосками в поперечных и тангенциальных срезах, между которыми зажаты зерна смолы, слегка вытянутые по насыщению, узкие линзы паренхимы и угловатые зерна кварца и полевого шпата. Инородными телами в угле выглядят включения флюзенизованных тканей, отвечающие  $\beta$ -флюзиту.

Форменные элементы цементируются ничтожным количеством витро-десмита и семилюзено-десмита.

Процентное соотношение микрокомпонентов в угле следующее: кутикулы — 90—95%; смолы — 1—2%; паренхимы — 3—8%; витро-десмита — 0,5—0,8%; флюзенизированного вещества — 0,2%.

#### II — группа углей озерно-болотных фаций

К группе углей этой фации относятся матовые и полуматовые угли, сложенные остатками высших и низших растений. Накопление растительного материала углей и преобразование его происходило в переходных зонах взаимосвязи заструющих озер и болот, сильно обводненных болот. В одних случаях это было в береговой части озера, где были благоприятные условия для развития планктона и сноса обильного гумусового материала из окружающих болот, в других — в торфяном болоте, связанном общностью вод с озером, вследствие чего гумусовые угли получили примесь сапропелевого материала.

Типы углей этой фации не имеют широкого распространения в пластиах Майкобенского бассейна, но встречаются во всех свитах. В зависимости от преобладания в них сапропелевого или гумусового материала различны углы сапропелово-гумусовые, гумусово-сапропелевые.

1) — Сапропелевые углы. В результате петрографического изучения углей бассейна среди них отмечается наличие нескольких типов, сложенных остатками высших и низших растений. В данном случае остановимся на описании двух из них, характеризующихся преобладанием гумусового материала над сапропелевым.

*Typ 1 — Дюрен и кларен-дюрен с водорослями из рода Pila* (табл. III, рис. 16). Уголь плотный, матовый, темно-бурого цвета, линзовидной структуры, обусловленной включениями редких блестящих линз, резко выделяющихся на матовой основе его. Минеральные примеси в угле простым глазом не наблюдаются.

Микроскопически установлено, что уголь сложен в основном гумусовым материалом с примесью сапропелевого. Гумусовый материал в угле представлен значительным количеством липондов с единичными включениями гелифицированных растительных тканей. Из липондов встречаются: кутикула, микроспоры и пыльца, зерна смолы. Растительные ткани по степени сохранности структуры отвечают  $\beta$ -ксилиту,  $\beta$ -паренхиту и  $\Delta$ -витрениту.

Сапропелевый материал в угле представлен отдельными комочками и вытянутыми по насыщению полосками сапропелита, который является результатом полного остуживания водорослей, по-видимому, *Pila* sp., так как изредка можно наблюдать отдельные экземпляры их хорошей сохранности. К сапропелиту обычно приурочена тонкодисперсная примесь глинистого материала.

#### Петрографическая характеристика основных генетических типов углей 23

Структурные остатки высших растений, а также отдельные комочки сапропелевой массы и водоросли цементируются прозрачной гумусовой массой однородного, реже комкового строения.

По микроструктуре уголь отвечает дюрену и кларен-дюрену.

Количественное соотношение микрокомпонентов в угле следующее: липондов — 60—90%; гелифицированного гумусового вещества — 10—40%; сапропелевого материала — 10—20%.

*Typ 2 — Кларен с водорослями Pila* sp. Уголь полуматовый — полублестящий, штриховатый, с пирамидальной отдельностью, черно-бурого цвета, без видимых минеральных включений.

По микроструктуре уголь отвечает кларену с преобладанием в исходном материале прозрачной гумусовой массы хлопьевидного строения, в которой включено незначительное количество форменных элементов, представленных оболочками микроспор, кутикулой, зернами смолы, обрывками остатков растительных тканей в виде витренита, ксиленита и паренхимы с различной сохранностью структуры и единичными водорослями *Pila* sp.

Количественное соотношение микрокомпонентов в угле следующее: гелифицированного вещества — 85—90%; липондов — 10—15%; водорослей — 5—8%.

Химическая природа угля отличается от обычных кларенов повышенным содержанием водорода ( $H^+$  — 5,98%) и относительно высоким содержанием смолы (5—7,72%) при сухой перегонке.

2) — Гумусово-сапропелевые типы углей. Настоящие угли характеризуются неоднородностью исходного материала так же, как и предыдущие типы углей этой фации, но в противоположность им в данном случае преобладающим является сапропелевый материал над гумусовым. Своеобразность состава и условий отложения растительного материала отразилась на внешних признаках и химической природе их. Свой плотностью, однородностью и матовым блеском, а также высоким выходом летучих веществ ( $V^+$  — 57,2%) и повышенным содержанием водорода ( $H^+$  — 6,74%), они легко отличаются от углей болотных фаций и близких им сапропелево-гумусовых углей.

К настоящему моменту установлен только один тип углей гумусово-сапропелевого состава, описание которого приводится ниже.

*Typ 1 — Гумусосапропеллит* (витро-сапропелитовый) зольный (табл. III, рис. 17). Внешне уголь характеризуется значительной плотностью, однородным тонкозернистым строением, матовым, реже полуматовым блеском, полураковистым сложенным изломом, темно-бурым цветом. В мелких кусочках он легко загорается от огня и горит длинным коптившим пламенем, издавая запах жженого битума.

Флюзы и минеральные примеси в угле макроскопически не наблюдаются, хотя удельный вес его значительно повышен.

Микроскопическим изучением установлено, что уголь сложен скоплениями сапропелита и витро-десмита. Оба бесструктурных вещества перемежаются между собой в виде крупных и мелких пятен светло-желтого, сильно зольного сапропелевого материала и бурого, различных оттенков, гумусового вещества. Контуры между ними нечеткие, ввиду неясных взаимных переходов.

Изредка в угле наблюдаются включения мелких зерен смолы, обрывки микроспор и обрывки растительных тканей. Последние отвечают  $\beta$ -флюзиту,  $\Delta$ -витрениту и  $\beta$ -паренхиту и носят следы длительного плавления. Среди перечисленных включений иногда можно различить полублестящие водоросли, напоминающие *Pila* sp. и *Cladisocystis* sp.

Тонкодисперсная минеральная примесь приурочена не только к сапр-десмиту, но равномерно она насыщает (хотя и в меньшей степени) весь органический материал и, по-видимому, была принесена водой вместе с гумусовым материалом.

Количественное соотношение компонентов в угле следующее: сапрдесмита — 40—55%; витро-десмита — 40—35%; растительных тканей — 1—2%; липоидов — 0,5—1%; водорослей — 0,5%.

### III — группа углей озерной фации

Среди просмотренных углей Майкюбенского бассейна известны лишь отдельные находки типов, сложенных исключительно остатками низших растений. Они образовались в анаэробных условиях озер с открытой водной поверхностью, способствовавших развитию, а затем полному ослизнению органического материала. Из этой группы отмечен всего один тип угля, характеристика которого приводится ниже.

*Тип I. — Сапроколлит (зольный).* По внешнему виду данный тип угля резко отличается от всех описанных выше типов, как гумусовых, так и смешанных. Он представляет собой плотный, однородный, тонкозернистый, очень крепкий угол темно-коричневого цвета, с характерным струйчато-раковистым изломом; в куске легкий, несмотря на высокую зольность, быстро загорается от спички и горят ярким конгломератом пламенем.

С химической стороны угол характеризуется высоким выходом летучих веществ ( $V^r$  — 67,33%) и водорода ( $H^r$  — 8,75%), высокой калорийностью ( $Q_0^r$  — 7489 кал/кг) и повышенной зольностью ( $A^r$  — 39%), приближающей его к горючему сланцу.

Микроскопически установлено, что угол на 90% сложен сапропелевой массой, отвечающей сапр-десмиту, пропитанному тонкодисперсным неорганическим материалом. Изредка в нем наблюдаются включения отдельных комочеков витро-десмита красно-бурого цвета, светлых и темных тонов, обрывков кутикулы, единичных экзин микропор, полости которых заполнены минеральным веществом.

Приведенным материалом не ограничивается разнообразие петрографических типов углей бассейна, так как описаны только основные из них. К тому же следует отметить, что почти все они встречаются в стадии бурых и каменных. Наличие каменных углей в рассматриваемом бассейне отмечалось еще в 1951 г. Н. Я. Сибиряковой при исследовании ее химической природы углей сарыкульской свиты. Это подтвердилось и оптическими данными.

Для разделения углей на бурье и каменные нами был использован новый микроскопический метод, заключающийся в определении различных оптических свойств их при изучении в поляризованном свете с применением двусторонне полированных шлифов. Исследованиями Н. М. Крыловой [7], Л. И. Боголюбовой [1] и А. И. Гинзбург [4], проведеными на углях ряда месторождений Советского Союза, доказано, что все каменные угли в скрещенных николях анизотропны, а бурье — изотропны. Последние по мере приближения к каменным приобретают частичную анизотропность.

Используя характерные оптические свойства отдельных микрокомпонентов и микроструктуры угля в целом в простом проходящем свете и в скрещенных николях, отмечено, что угли шоптукульской и песчано-конгломератовой свит отвечают бурым углам, приближающимся к начальной степени каменных, а угли сарыкульской и конгломератовой свит почти повсеместно — каменным, марки длиннопламенных.

Диагностические признаки различия углей сведены в таблицу IV, откуда видно, что физико-химические показатели их остаются недостаточно отчетливыми, так как в значительной мере зависят от исходного органического материала. Наиболее надежным критерием являются степень и характер анизотропии.

Таблица IV  
Сравнительная характеристика диагностических признаков углей различной степени углефикации

Характерные признаки	Бурые угли, приближающиеся к каменным	Каменные угли марки «Д»
Цвет	Бурый, темно-бурый	Черно-бурый
Черта	Светло- и темно-бурая	
Реакция Донара	Светло- и темно-бурая	Выражена слабо
Количество гуминовых кислот	От 5 до 0,37%	Следы — отсутствие
$C^r$	70,5 — 78,74%	72,75 — 79,74%
$H^r$	Зависит от исходного материала углей и колеблется от 3 до 8%	
$V^r$	Колеблется в широких пределах в зависимости от исходного органического материала от 34,60 до 67,33%	
$O^r + N^r$	16,67 — 27,50%	13,78 — 22,40%
$W^r$	4,27 — 16,66%	4,22 — 15,4%
$A^r$	Не зависит от степени углефикации углей и изменяется от 4,15 до 37,82%	
$Q_0^r$	5862 — 8076 кал/кг	7344 — 8733 кал/кг
В проходящем свете	Микроструктура угля видна хорошо. Кутиновые элементы светло-желтой окраски, гелифицированные — желтовато-оранжевые и красно-бурые	Микроструктура видна хорошо. Кутиновые элементы светло-желтой окраски, гелифицированные — красно-буровой окраски
В поляризованном свете	Точечная или слабо выраженная полная анизотропия угля. Просветление и погасание нечеткие. Резкая первичная анизотропия только у некоторых гелифицированных тканей. Кутиновые элементы имеют волнистое погасание и бурые цвета интерференции, растительные ткани — темно-бурый цвет	Анизотропия более резкая. Анизотропии все компоненты, за исключением фазенированных. Цвет интерференции: при максимальном просветлении у гелифицированных тканей — красно-желтый с полным погасанием, у кутиновых — серый или зеленоватый с менее полным погасанием

Угли, относящиеся к бурым, в проходящем свете прозрачны, с четкими границами между включениями и цементирующими их гумусовыми массами, за исключением очертаний у отдельных фрагментов гелифицированных тканей, аналогичных по цвету включающей их массе; кутиновые элементы имеют светло-желтую окраску, цементирующую массу — крас-

но-бурую. В поляризованном свете они обладают точечной, реже слабо выраженной полной анизотропией, резко проявляющейся только у гелифицированных тканей, не утративших полностью своей первоначальной структуры. При максимальном просветлении шлифа, которое наступает в положении под 45° по отношению к наслению угля, четкость границ у них становится более отчетливой ввиду проявления псевдоструктур. Кутиновые элементы имеют неполное погасание и бурье цвета интерференции.

Угли двух нижних свит, относящиеся к каменным, значительно лучше сохраняются в обычных условиях, чем вышележащие, и обладают более интенсивным черно-бурым цветом и пониженной чувствительностью к реакции Донара, хотя цвет черты у них почти всегда остается бурым. Для них характерно повышенное содержание углерода и соответствующее понижение кислорода при малой влажности и колеблющейся зольности. Количество гуминовых кислот, обнаруживающееся в верхних свитах до 5%, понижается до следов или вовсе отсутствует.

По оптическим свойствам угли анизотропны, с четким погасанием и просветлением в скрещенных николях при вращении столика микроскопа. Это свойственно кутиновым и всем гелифицированным микрокомпонентам, включая и цементирующую гумусовую массу, для которой характерен красно-желтый цвет интерференции. Исключение составляют фиозенизированные включения, которые во всех случаях остаются без изменения. Микроструктура угля в скрещенных николях различна довольно хорошо и служит существенным дополнением к изучению его при одном николе, так как петрографический состав угля выявляется наиболее полно за счет скрытоструктурных элементов.

Несмотря на общую тенденцию обуглероживания углей с глубиной, иногда наблюдаются отклонения химического состава каменных углей до бурых. Причина этого, по-видимому, кроется в разном различии химических показателей различных петрографических типов углей в стадии переходных и начальных марок каменных, к категории которых относятся изучаемые угли. Для выяснения этого вопроса требуется постановка дополнительных исследований совместно с химиками.

Богатое разнообразие петрографических типов углей, частая смена их по площади и по вертикали свидетельствуют о сложных условиях формирования угленосных отложений Майкобенского бассейна. Проделанную работу следует рассматривать как первый этап к решению этого вопроса.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Боголюбова Л. И. Определение степени метаморфизма и марки кларапновых углей петрографическим методом по тонким полированым шлифам. «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1956, № 7.
- Вальц И. Э. О новой терминологии элементов исходного материала ископаемых углей. Труды лаборатории геологии угля Академии наук СССР, вып. VI, 1956.
- Веселовский В. С. Химическая природа горючих ископаемых. Изд-во АН СССР, М., 1955.
- Гинзбург А. И. Каменные угли Киргизии в поляризованном свете при скрещенных николях. Материалы ВСГЕИ по геологии и полезным ископаемым, новая серия 1956, вып. 8, ч. I.
- Ергольская З. В. Изменение ископаемых углей в процессе углефикации. Труды XVII Международного геологического конгресса, М.-Л., 1937.
- Кушев Г. Л. О возрасте и параллелизации угленосных толщ Центрального Казахстана. Юбилейный сборник научных трудов Казахского горнометаллургического института, М., 1954, № 9.

#### Петрографическая характеристика основных генетических типов углей 27

7. Крылова Н. М. Применение поляризованного света для петрографического изучения углей. Труды лаборатории геологии угля Академии наук СССР, М., Изд-во АН СССР, вып. II, 1954.

8. Крылова Н. М. и др. Основные принципы вещественно-петрографической классификации и терминология гумусовых углей. Труды лаборатории геологии угля Академии наук СССР, вып. VI, 1956.

*Статья поступила в редакцию  
16 ноября 1956 г.*

#### РЕЗЮМЕ

Мақалада Майтөбе бассейнің көмірінің курделі петрографиялық типтерін сипатты көлтірілген.

Геологиялық жағдайдағы сәйкес осы көмір мынадай үш группага бөлінеді: былқылдақ (солото), фациясы көл-былқылдақ және көл фациясы көміріне.

Мікроскопен зерттеудің інтигесінде конгломерат және Сарықөл свиталарының көмір кабаттарында кездесетін көмірлер узын жағында болып жынатасты тасқомірге жататыны айқындалды. Міне осының арқасында бассейнде кездесетін свиталарды өзара салыстырудың бір түбірі таблицының отырып.

ИЗВЕСТИЯ  
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР  
Серия геологическая  
1957 Вып. 2 (27)

Л. Г. НИКИТИНА

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ ДАЙКОВЫХ ПОРОД  
ЗЫРЯНОВСКОГО РАЙОНА РУДНОГО АЛТАЯ

В последнее время многие исследователи уделяют особое внимание систематическому изучению дайковых пород.

Это вызвано тем, что выяснение истории формирования дайковых образований и их позиции в геологическом строении отдельных территорий, а также установление взаимоотношений их с оруденением дают значительный материал для правильного понимания вопросов металлогении. Как известно, во многих рудных районах наблюдается пространственная и структурная связь рудных тел с дайками основных и кислых пород. Эта связь настолько тесна, что развитие даков на определенных площадях служит поисковым критерием и указывает на возможность нахождения в пределах этих площадей гидротермальных рудных месторождений. При этом в большинстве случаев независимо от того, существует ли прямая генетическая связь между жилыми породами и рудными телами или их связывает общность очагов, даки и руда непосредственно сменяют друг друга во времени. В связи с этим изучение условий образования жилых пород представляет проблему, тесно связанную с представлениями о рудогенезисе.

За последние годы исследованиями Ю. А. Билибина, А. Н. Заварцкого, М. Б. Бородавской, Н. И. Бородавского, В. С. Коптева-Дворицкого, О. С. Полковой, Ф. К. Шипуллина, Ф. И. Вольфсона и других были выяснены многие вопросы формирования жилых пород, закономерности изменения их состава, их место в общей истории развития тектономагматических циклов и, наконец, связь с оруденением (Урал, Центральный Казахстан, Восточное Забайкалье, Кавказ и др.). Для Рудного Алтая все эти вопросы освещены чрезвычайно слабо. Между тем в Рудном Алтае, так же как и в других районах, многими исследователями отмечается тесная связь полиметаллического оруденения с дайковыми породами основного и среднего составов. Хорошей иллюстрацией этому может служить Зыряновский район Рудного Алтая. Здесь еще с прошлого столетия дайковые породы использовались в качестве положительных критерев при поисках и разведке полиметаллических месторождений. Вместе с тем геологическое положение указанных даков, их связь с тектоническими структурами, возрастные взаимоотношения, история формирования и отношение к оруденению оставались слабо изученными.

Ниже приводятся некоторые сведения о дайковых породах основного и среднего составов, широко распространенных в Зыряновском районе. Приводимый материал получен в результате работ по изучению геологии Зыряновского и других месторождений в Зыряновском районе, которые

Некоторые данные по геологии дайковых пород Зыряновского района 29

проводились здесь в 1948—1954 гг. Институтом геологических наук Академии наук Казахской ССР.

На территории Зыряновского рудного района обнаружено около 200 даек пород преимущественно основного и среднего составов. Они располагаются как в интрузивных массивах, так и в значительном удалении от них, среди вулканогенно-осадочных толщ девона и нижнего карбона.

На площади района жилые породы указанного состава распределены неравномерно и нередко образуют узлы сгущения (поля), во многих случаях совпадающие с участками проявления полиметаллической минерализации.

Наиболее детально изучены даки, пространственно связанные с Зыряновским, Сажаевско-Гроховским, Малеевско-Путинцевским и Парагинским рудными полями. Здесь наблюдается максимум концентрации даек. Они хорошо вскрыты горными выработками на значительном протяжении по простирианию и на глубину, что значительно облегчает их изучение. Вмещающие породы этих полей представлены в большинстве случаев вулканогенно-осадочными образованиями среднего и верхнего девона и лишь Парагинское месторождение залегает в гранитоидах (гранодиорита и тоналитах), относимых к саурскому комплексу. Указанные площади приурочены к небольшим антиклинальным поднятиям, расположенным на западном крыле и переклинальных частях крупной антиклинальной структуры района Ревнинской антиклинали. Складки расположены серией разрывных тектонических нарушений, зон рассланцевания и дробления, в которых располагаются даки.

1. Условия залегания и морфология даек

На Зыряновском месторождении среди дайковых пород по составу, структурным и другим признакам выделяются диабазы, диабазовые порфиры, габбро-порфиры, кварцевое амфиболовое габбро, лампрофириты, диоритовые и кварцевые диоритовые порфиры.

Диабазы, диабазовые порфиры и габбро-порфиры широко развиты в пределах рудной зоны. Они обнажаются на поверхности и горно-разведочными работами вскрыты в верхних горизонтах месторождения. С глубиной этих пород становится меньше, и на более глубоких горизонтах крупные залежи отсутствуют, а прослеживаются только отдельные маломощные даки. Наиболее мощные тела диабазовых порфиров встречаются в центральной части рудного поля (рис. 1).

В юго-западной части месторождения скважинами подсечена крупная залежь северо-западного простирия (285—310°) протяженностью более 2,5 км. Она имеет довольно краткое (45—55°) падение на юго-запад, но несколько ниже положение падения вмещающих осадочных пород. Мощность этой залежи достигает 18—25 м, уменьшаясь с глубиной до 4—5 м. Судя по имеющемуся материалу, залежь имеет более или менее ровные контакты и представляет длинное и узкое, близкое к плитообразному, но сужающееся книзу тело, под острым углом скользящее напластование вмещающих осадочных образований среднего и верхнего девона (маслянская и зыряновская свиты).

Вторая залежь (считая с юго-запада на северо-восток) по сравнению с предыдущей имеет большую мощность и более сложное строение. Длина ее 1600—1700 м. В центральной части месторождения она делится на две части, отличные по своей форме и условиям залегания. Южная часть, падающая к юго-западу под углом 50—65°, имеет сложную силоидную форму с многочисленными разветвлениями, раздувами и пережимами по падению с общей тенденцией к уменьшению мощности с

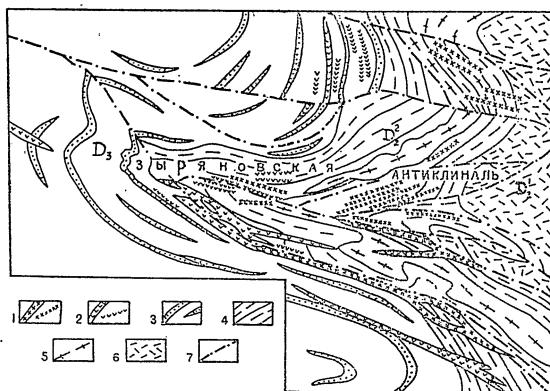


Рис. 1. Схема расположения дайковых пород на Зыряновском месторождении.  
1 — диабазы, диабазовые порфириты и габбро-порфириты; 2 — диоритовые порфириты, кварцевые диоритовые порфириты и лампрофириты, 3 — песчаники и глинистые сланцы D<sub>2</sub>; 4 — известниковые и кремнистые алевролиты D<sub>2</sub>; 5 — кварцевые порфириты и порфироиды D<sub>3</sub>; 6 — микрокварциты, кварцево-серпентиновые и кварцево-хлоритовые сланцы D<sub>4</sub>; 7 — разрывные тектонические нарушения.

глубиной. Наибольшая мощность в раздувах достигает 50 м, минимальная в пережиме — 4–5 м. В направлении на юго-восток она выклинивается и прорывается диоритовыми порфиритами. Более молодой возраст диоритовых порфиритов устанавливается по наличию в них явлений закала на контакте с диабазовыми порфиритами в керне. Северо-восточная часть залежи в разрезе образует очень пологое, чащебразное тело, местами осложенное апофизами. Форма этого тела подчеркивает структурные особенности данного участка, представляющего небольшую пологую синклинальную складку, осложняющую замковую часть Зыряновской антиклинали. Максимальная мощность этой части залежи составляет 90 м. По направлению на юго-восток мощность довольно быстро сокращается до полного выклинивания. На глубину это тело прослежено на 130 м.

Несколько параллельных тел габбро-порфиритов и кварцевого амфиболового габбро располагаются в северной части рудного поля. Эти тела слагают дайки меридионального простирания, падающие на запад под углом 40–45° и залегающие более или менее согласно с вмещающими породами зыряновской свиты. Видимая мощность наиболее крупной из них составляет 25 м, мощность остальных не превышает 1–2 м. Южное окончание самой крупной из этих дак смешено разрывным нарушением к западу и имеет юго-западное простирание.

Диоритовые порфириты чрезвычайно широко развиты в пределах рудного поля. Наибольшее количество их отмечается в северной части месторождения. Обычно они образуют выдержаные по мощности крутопадающие дайки с прямолинейными контактами. Часто наблюдаются

апофизы, под острым углом отходящие по восстанию даек. Характерна, небольшая мощность даек, меняющаяся в пределах от нескольких сантиметров до 3–5 метров, редко больше. Эти дайки обычно приурочены к тектоническим нарушениям, расположенным параллельно друг другу и вытягивающимися полосами. Одна такая серия даек прослежена горными выработками и скважинами в восточной части месторождения. Здесь наблюдается более десятка малоизвестных даек, вытянутых в северо-восточном направлении по azimuthу 60–65°. Залегание одной и той же дайки изменяется от согласного до резко секущего (иногда до 60–70°) по отношению к сланцеватости вмещающих пород. Углы падения даек крутые — от 80° до вертикальных. По простиранию некоторые из них прослежены на 750–800 м.

Другая группа диорит-порфиритовых даек расположена в северо-западной части месторождения. Здесь также имеется серия параллельных кругопадающих даек общего северо-восточного простирания. Падение даек северо-западное, очень краткое, близкое к вертикальному. Длина их по простиранию достигает 1 км. Подобно вышеописанной группе даек, они обладают прямолинейными контурами и небольшой мощностью, не превышающей двух метров. Борьшинство из них выклинивается, не достигая поверхности.

Б по северо-восточной части рудного поля вскрыты дайки диорит-порфиритов, приуроченные к крупному дайконктиву и к цели серии мелких, параллельных ему разрывов. Соответственно с простиранием указанных дайконктивов, дайки вытянуты в северо-западном направлении по azimuthу 290–300°, занимая резко секущее положение по отношению к на-пластованию вмещающих пород. Падение даек юго-западное, очень кру-тое, до вертикального.

Кроме перечисленных участков, многочисленные дайки диоритовых порфиритов отмечены в осевой части и в меньшей мере в южном крыле Зыряновской антиклинали, где они тесно связаны с дайконктивами, осложняющими указанную структуру. Все они имеют широтное и северо-западное простирание и обычно краткое, до вертикального, падение. Самая крупная дайка диоритовых порфиритов приурочена к дайконктиву в южном крыле Зыряновской антиклинали. Азимут простирания ее ме-няется в пределах 290–310°, падает она на юго-запад под углом 60–65°. По простиранию эта дайка прослежена на 1 700–1 800 м; на всем протя-жении она имеет довольно выдержанную мощность (10–12 м) и прямо-линейные контуры.

Лампрофириты слагают две дайки, из которых одна располагается в пределах рудного поля и обнажается в Рудном карьере. Простирание ее почти широтное, слегка северо-западное, падение краткое, почти верти-кальное. Мощность — менее одного метра. Другая дайка пересечена одиночной скважиной к юго-западу от месторождения, на сопке Тигинской. Ус-ловия залегания и мощность ее неизвестны.

Непосредственные взаимоотношения диоритовых и диабазовых пор-фиритов в естественных обнажениях нигде в пределах рудного поля на-блаждать не удалось. Выше был описан случай пересечения диоритовым порфиритом диабазового порфирита, где по наличию оторочек охлажде-ния в диоритовых порфиритах устанавливается более молодой возраст последних. Подобные взаимоотношения в керне буровых скважин наблю-даются очень часто. Различия в форме залегания описываемых разно-видностей также указывает на более раннее внедрение основных разно-видностей.

На Малеевско-Путинцевском рудном поле наиболее распространены диабазовые порфириты, габбро-порфириты и диоритовые порфириты.

Реже встречаются небольшие тела плагиогранит-порфиров. Диабазовые порфириты встречаются, главным образом, в северной части рудного поля, в районе Малеевского месторождения и к северу от него. Они слагают тела, близкие к пластовым и вытянутые в меридиональном направлении. Наиболее крупное тело, расположенное к западу от Платовского месторождения, прослежено по простиранию на 2 км. Ширина выходов его на поверхность достигает 250—300 м. Оно залегает на контакте маслянской и зыряновской свит на участке северного замыкания Ревнинской антиклинали и вытянуто согласно с указанным контактом. Апофизы этого тела под острым углом секут отложения маслянской и зыряновской свит. Здесь же залегают диоритовые порфириты (западная часть залежи), также вытянутые в меридиональном направлении и секущие диабазовые порфириты.

Несколько меридиональных тел габбро-порфиритов расположено восточнее, вблизи Платовского месторождения, где отдельные выходы этих пород, представляющие, возможно, части одного тела, прослежены на протяжении 600—700 м. На участке Малеевского месторождения диабазы и габбро-порфириты слагают ряд близких к пластовым залежей и дайкообразных тел, залегающих среди сланцев и кварцевых порфиров маслянской свиты в замковой части небольшой антиклинальной складки меридионального простирания, осложнющей западное крыло Ревнинской антиклинали. Некоторые дайки выходят на поверхность, большинство же из них слепые и выклиниваются, не достигая поверхности. Встречаются апофизы, отходящие от главных тел и резко секущие вмещающие породы. Большая часть даек, как указывалось, имеет межпластовый характер и согласно с вмещающими породами падает на запад и северо-запад под углами от 40° на крылья до горизонтального залегания вводной части складки.

Диоритовые порфириты широко развиты в южной части Малеевского-Путинцевского рудного поля, в пределах Путинцевского месторождения. К северу количество их резко сокращается и встречаются лишь редкие стелевые дайки. Эти породы обычно образуют близкие к пластовым и реже секущие жильные тела небольших размеров. По простиранию они прослеживаются на расстояние от 50 до 500 м, мощность их варьирует от нескольких сантиметров до 1—1,5 м, редко—до 10—30 м. Секущие тела имеют в большинстве случаев северо-восточное (20°—60°) и близкое к широтному простирание с падением на северо-запад под углом 70—90°. Обычно диоритовые порфириты образуют тела с параллельными прямолинейными контактами, но встречаются и ветвящиеся дайки, расщепляющиеся по восстанию. Особенно большое количество мелких даек диоритовых порфиритов встречено в обнажениях маслянской свиты по правым берегам рек Хамира и Бухтармы. Значительная часть их на этом участке концентрируется вблизи рудной зоны на протяжении 700—800 м, где располагается более 40 пластовых и секущих даек мощностью от нескольких сантиметров до метра. Южнее количество их резко сокращается, и на протяжении почти 2,5 км встречено не более 12—15 даек.

Плагиогранит-порфириты встречаются среди верхнедевонских толщ в обнажениях на правом берегу р. Бухтармы. Они образуют здесь маломощные дайки (не более двух метров), залегающие согласно с вмещающими породами, отличающимися от последних углами падения. В одном из обнажений, по данным Б. Г. Мазиной, дайка плагиогранит-порфира сечется диоритовым порфиритом, что дает основание говорить об относительном возрасте этих пород.

В районе Греховских месторождений наибольшим распространением пользуются диабазы, диабазовые порфириты и габбро-порфириты. Они

## Некоторые данные по геологии дайковых пород Зыряновского района.

33

слагают довольно крупные, близкие к межпластовым и секущие дайки, залегающие среди пород маслянской и зыряновской свит, часто приуроченные к контакту последних. Простираются они в близком к меридиональному направлению (по азимуту северо-запад 10°—15°) с крутым падением на юго-запад (70°—85°). Форма их неправильная, с многочисленными расщеплениями, с раздувами и перекимками по падению и простиранию. Эти тела концентрируются в основном на участке Греховского I месторождения в пределах южного замыкания Ревнинской антиклинали и связаны с имеющимися здесь тектоническими нарушениями.

На Парыгинском месторождении большая часть жилых пород концентрируется в пределах юго-западного окончания Парыгинского массива (гора Чушка), к северу от главной рудной зоны, где они слагают серию параллельных кругопадающих даек с общим простиранием 290°—315° и падением на северо-северо-восток под углом 80°—90°. Магистральной канавой здесь вскрыто 16 даек, мощности которых колеблются от 20 см до 1,5 м. Большая часть из них по простиранию прослеживается от 300—400 м, а далее на юго-восток и северо-запад они скрываются под наносами. Некоторые, даже довольно мощные (до 1 м), дайки быстро выклиниваются и не обнаруживаются соседними выработками. С глубиной количество даек заметно сокращается, и на глубинах 60—66 м от поверхности на том же интервале обнаружено только 9 даек. Это, по-видимому, связано с наличием многочисленных ответвлений, под острым углом отходящих обычно по восстанию дайки со стороны ее висячего бока. В редких случаях простирание даек заметно отклоняется от обычного к юго-западу по азимуту 245°—250°. Несколько таких даек встречено на южном склоне к югу от рудной зоны. Контакты дайковых пород с вмещающими гранодиоритами обычно резкие и прямолинейные. Контактовые изменения очень слабые и часто не превышают 1—1,5 см.

Дайки плагиогранит-порфиритов, встреченные в центральной и южной частях Парыгинского массива, простираются также в близком к широтному направлению. Они имеют обычно неправильную форму с извилистыми контактами поверхности. Одна дайка, расположенная на южном склоне горы Чушки, прослежена по простиранию на 110 м. Мощность ее изменяется в пределах от 1 до 6 м, азимут простирания 280°, падение вертикальное. В одном из каменных карьеров на юго-западном склоне наблюдалось пересечение дайки плагиогранит-порфирита, простирающимися также примерно в широтном направлении. В контакте с ними плагиогранит-порфириты обогащены темноцветными компонентами. Эта зона изменения не превышает мощности 1 см. Еще несколько очень мелких (по нескольку сантиметров) даек плагиогранит-порфиритов встречено среди гранодиоритов к северу от рудной зоны, а также в ряде мест на горе Сивозерке.

Кроме описанных участков максимальной концентрации дайковых пород, последние изредка встречаются и на оставшейся площади. Обычно это единичные дайки, далеко отстоящие друг от друга. Они встречены среди осадочных и эфузивных отложений верхнего девона и нижнего карбона на Россомажном и Ревнинском хребтах, на горе Мягкой; на Подорловском хребте и в других местах. Кроме того, среди вмещающих пород мелких месторождений иrudопровалений района, как правило, встречаются дайки основного состава, в большинстве случаев сильно изменившие и утратившие первоначальный облик. Они встречены на Османенском, Ларинском, Комсомольском, Мамонтовском, Сажаевском, Александровском, Тигинском II и многих других месторождениях ирудопровалениях. В большинстве случаев эти дайки имеют малую мощность,

не превышающую 2–3 м, и прямолинейные контакты. По простирианию она иногда прослеживаются на 200–300 м.

Таким образом, по особенностям залегания и форме тел все жильные породы, описываемого района, подразделяются на две группы: а) межпластовые и секущие залежи, б) кругопадающие маломощные дайки. Первые, свойственные наиболее основным разностям пород — диабазам, диабазовым порфиритам и габбро-порфиритам. Они характеризуются пологим падением (от 10 до 40–60°) и сложным строением с многочисленными апофизами, разветвлениями, раздувами и пережимами. Мощность этих залежей изменяется в пределах одного тела от 4–5 м в пережимах и до 90 м в раздувах. По простирианию они прослеживаются на 1,5–2,5 км, пересекая до трех разновозрастных свит. Это обстоятельство, а также секущее положение описываемых залежей по отношению к свиту, а также складчатым структурам, наличие интрузивных контактов и, наконец, наскладчатые структуры, позволяют предполагать, что эти изменения, связанные с проявлениями в них гидротермальных изменений непосредственно не на слабо выраженные автометасоматические преобразования (в то время как во вмещающих их породах проявлялись также изменения, связанные с поступланическим и региональным метаморфизмом) не оставляют сомнения в интрузивном происхождении этих пород.

Вторая группа представлена преимущественно диоритовыми порфиритами, кварцевыми диоритовыми порфиритами, реже лампрофарами, плагиогранит-порфиритами и плагиокалицит-порфиритами. Эти породы слагают обычно маломощные кругопадающие дайки, часто образующие серии параллельно расположенных тел, приуроченных к разрывным дислокациям зонам рассланцевания. Подобные серии включают иногда до 40 параллельных даек, мощность которых изменяется от нескольких сантиметров до 30 м. Преобладающая мощность — от 1 до 3 м. По простирианию дайки прослежены от 500–600 м до 2 км. Углы падения их близки к 90°.

Для даек и залежей пород основного и среднего составов всего района выделяются два основных направления простириания: северо-западное — субширотное (280–315°) и близкое к меридиональному (350–10°). Падение в первом случае может быть юго-западным или северо-восточным, а во втором — западным и восточным. Указанные направления соответствуют залеганию вмещающих дайки разрывных нарушений.

## 2. Отношение дайковых пород к тектоническим структурам

Как следует из вышеизложенного, пространственное размещение и морфологические особенности дайковых пород описываемого района определяются планом складчатой и разрывной тектоники. В зависимости от характера сочетания с указанными формами структур могут быть выделены следующие типы: а) дайки, связанные с дизъюнктивами, сопряженными с пликативными формами структур; б) дайки, связанные с разрывными дислокациями (зонами рассланцевания и разломами), и, наконец, в) дайки, приуроченные к контракционным трещинам в гранитоидах.

а) К первому типу относится большинство крупных залежей диабазов, диабазовых порфиритов и габбро-порфиритов, которые, как было сказано выше, залегают преимущественно на крыльях, вблизи склонов и в склоновых частях антиклинальных складок, в участках замыкания последних, обычно либо на контактах маслинской и зыряновской свит, либо внутри маслинской свиты, на контакте известковистых алевролитов и кварцевых порфиров и порфиридов, т. е. на контактах пород с различными механическими свойствами.

Чрезвычайно неправильную форму тел, наличие многочисленных раздувов, пережимов, разветвлений, уменьшение мощности по мере погружения и, наоборот, значительное увеличение ее в склоновых частях складок можно объяснить характером полостей и ослабленных зон, вмещающих жильные интрузии. Процесс складкообразования обусловил возникновение ослабленных участков и полостей отслоения в склоновых частях антиклинальных поднятий, нарушили и ослабили связи между пластами различных по механическим свойствам пород на крыльях складок, что обусловило развитие сланцеватости на этих участках и при последующем усиливании деформирующих движений привело к образованию разрывов. В подготовленные таким образом пространства поступали первые порции магмы, образуя залежи дайки диабазов, диабазовых-порфиритов и габбро-порфиритов. Сложные формы ослабленных зон, возникшие в результате суммарного проявления различных типов тектонических преобразований, обусловили сложную конфигурацию и обычно значительные размеры тел дайковых пород на раннем этапе внедрения жильной магмы. Однако в зависимости от состава и механического состояния пород, подвергающихся деформирующими усилиями на раннем этапе воздействия последних, образуются различные формы разрывных тектонических структур. В стратифицированных отложениях разрывные нарушения на раннем этапе их развития тесно связаны с пликативными деформациями, чем и обусловлена их сложная форма. В интрузивных породах образуются прямолинейные тектонические разрывы, во многих случаях, по-видимому, совпадающие с контракционными трещинами. В связи с этим одновозрастные жильные породы имеют различные формы залегания. Наряду с общей подчиненностью жильных пород первого типа складчатой структуре при детальном картировании устанавливаются секущие контакты их с вмещающими породами. Наиболее крупные тела пересекают до трех разновозрастных толщ: многочисленные апофизы, отходящие от главного тела дайки, секут различные по составу породы: известковистые алевролиты, кварцевые порфириты и порфириды, песчаники и сланцы.

б) По мере дальнейшего развития интрузивного цикла происходит консолидация массива вмещающих пород и, как следствие этого, значительное упрощение конфигурации ослабленных зон. Интенсивно развивающиеся зоны рассланцевания сопровождаются значительными разрывными дислокациями, простириание и падение которых обычно совпадает с зонами рассланцевания. Эти разрывные нарушения во многих случаях рвут и смещают дайки первого типа. С возникновением зон разломов тесно связано внедрение следующих порций жильной магмы с образованием большого количества даек диоритовых порфиритов и лампрофиров, относимых к этому типу. Дайки этих пород, как правило, имеют небольшую, но очень выдержанную иногда на значительном протяжении, мощность, отличаются прямолинейными контактными поверхностями и изредка только осложнены апофизами, под различными углами отходящими обычно по восстанию от высочайшего бока дайки. Диоритовые порфириты образуют серии маломощных параллельных даек, залегающих согласно с контролирующими их зонами разломов, или в виде отдельных даек протягиваются вдоль разломов, иногда на большие расстояния.

При общем согласном простириании даек диоритовых порфиритов со сланцеватостью вмещающих пород детальное картирование отдельных участков показало, что в некоторых случаях их элементы залегания не совпадают. Дайки секут сланцеватость под различными углами от почти полного совпадения до весьма резкого несогласия в простириании от 50 до 70°.

Часто одна и та же дайка в различных частях (с глубиной или по простилянию) из согласной переходит в секущую, и наоборот. Из скаженного очевидно, что внедрению даек диоритовых порфиритов предшествовал главный этап проявления рассланцевания, план развития которого в ряде мест определил пространственное размещение жилых пород. Об этом же свидетельствует отсутствие сланцеватости в дайках. В жильных образованиях различных форм, размеров и условий залегания наблюдается лишь сеть трещин отдельности. Даже очень тонкие жилиы не обнаруживаются следов макросланцеватости, оставаясь внешне массивными и монолитными.

Однако из этого не следует, что после образования жильных пород, вмещающие их толщи не испытывали воздействия тектонических усилий. О проявлении тектонических движений после формирования дайковых пород, свидетельствуют многочисленные факты срезания и смешения даек и разрывных нарушений. В ряде мест жильные породы разделены и сегментированы субсидиальными рудами. В участках интенсивного проявления гидротермального процесса в маломощных дайках наблюдается четко выраженная линейная или плоскостная ориентировка вторичных минералов. Местами наблюдается рассланцевание даек вблизи их контактовых поверхностей, в эндоконтактах в этих случаях также отмечается рассланцевание, причем плоскости поздней сланцеватости во многих случаях не совпадают с более ранней рассланцовкой и секут ее под различными углами. Наложение рассланцевания разного направления наблюдается как макро-, так и микроскопически. В последнем случае возникают микроплойчатые структуры, особенно отчетливо выраженные в серпентиновых сланцах.

в) К дайкам третьего типа отнесены слабо развитые плагиоаплит-порфириты, залегающие среди гранитондов. По времени образования эти дайки являются наиболее ранними. Вмещающие их трещины образовались в результате усадки в период остыния интрузии. В дальнейшем последующие тектонические движения привели к образованию дислокаций, часто использующих первичные контракционные трещины. Это фиксируется пересечением более ранних даек плагиоаплит-порфиритов диабазовыми порфиритами. Плагиоаплит-порфириты разбросаны по всей площади массива гранитондов. Диабазовые порфириты, как правило, приурочены к краевым частям, являющимся наименее устойчивыми при тектонических движениях.

### 3. Возрастные взаимоотношения и история развития дайковых пород

Последовательность образования жильных пород, установленная на основании пересечения одних даек другими, положения их в структурах и характера постмагматических преобразований, представляется в следующем виде.

Наиболее ранними образованиями являются дайки плагиоаплит-порфиритов, внедрение которых происходило вслед за становлением интрузий саурских гранитондов, возможно, еще до полного остыния последних. Как указывалось выше, они пересекаются дайками диабазовых порфиритов. К плагиоаплит-порфиритам, возможно, близки по времени формирования плагиогранит-порфириты, дайки которых встречаются среди осадочных образований неподалеку от контакта с гранодиоритами. На этом участке наблюдается пересечение указанных даек диоритовыми порфиритами.

Следующая возрастная группа включает разновидности пород ос-

нового состава: диабазы, диабазовые порфириты и габбро-порфириты. Объединение их производится на том основании, что они залегают обычно совместно, имеют весьма сходный минералогический состав, отличаясь только структурой, и образуют постепенные переходы. Нижняя возрастная граница их определяется тем, что они прорывают более ранние дайки плагиоаплит-порфиритов.

Наиболее молодыми среди описываемых пород являются дайки диоритовых порфиритов кварцевых диоритовых порфиритов, для которых характерна небольшая мощность, достаточно выдержанная на всей площади. Как указывалось, взаимоотношения этих даек с более ранними образованиями устанавливаются по наличию эндоконтактовых изменений в них. Б. Г. Мазина отмечена присутствие в районе более молодых диоритовых порфиритов, единственная дайка которых была встречена в обнажении по правому берегу р. Бухтармы. Там эта дайка располагается вблизи простиляния другой дайки также диоритового порфирита. Подобные взаимоотношения в других местах не наблюдались. Проявление же в более молодых диоритовых порфиритах метаморфических преобразований, аналогичных изменениям более древних даек, практически не даёт возможности выделять их. Вполне вероятно также, что кажущееся пересечение создается в результате одновременного заполнения жильной магмой различно ориентированных ранее возникших трещин.

Таким образом выделяются четыре возрастные группы дайковых пород, причем в первую очередь появляются дайки кислого состава, а затем образуются дайки основного и среднего составов, которые по времени внедрения разбиваются на три возрастные группы.

Относительно возраста интрузивных пород Зыряновского района, как и всего Рудного Алтая, существуют самые противоречивые мнения. Ранее все интрузивные породы Зыряновского рудного района относились к Эмзиногорскому комплексу. А. К. Каюпов [3] выделяет здесь два разновозрастных интрузивных комплекса. Наиболее ранний по всем признакам соответствует саурскому комплексу, выделенному В. П. Некорищевым в районе хр. Саур; он назван также саурским. К саурскому комплексу в описываемом районе отнесены габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и тоналиты. Внедрение их происходит в середине визейского яруса нижнего карбона.

К собственно эмзиногорскому комплексу отнесены мелко- и крупнозернистые биотитовые граниты, порфировидные биотитовые граниты, амаделлиты и некоторые гранодиориты. Они сопровождаются мало-распространенными в районе лейкократовыми жильными породами — аplitами, пегматитами и гранит-порфиритами. Возраст эмзиногорского комплекса условно определяется как верхнепалеозойский.

Описанные выше жильные плагиоаплит-порфириты и плагиогранит-порфириты связаны с саурскими интрузиями. Для них характерны почти исключительная приуроченность к массивам гранитондов, выполнение трещин в интрузивных массивах, отсутствие эндоконтактовых изменений в дайках, сходство кристаллизационных структур даек и вмещающих гранитондов, полная аналогия химического состава жильных пород и вмещающих гранитондов. Все это, несомненно, говорит об их тесной генетической связи. Отсутствие эндоконтактовых изменений в дайках и структурные особенности последних указывают на способность жильной магмы в период внедрения нормально кристаллизоваться. Это возможно лишь при наличии высокой температуры вмещающей среды, близкой к температуре жильной магмы.

Фактический материал, касающийся дайковых пород основного и среднего составов, свидетельствует о том, что, по-видимому, нет прямой

генетической связи между гранитоидными интрузиями и даеками основного и среднего составов. Из вышеизложенного известно, что жилые породы основного и среднего составов имеют широкое поощдное распространение и встречаются не только среди интрузий, но в большинстве случаев — на значительном удалении от последних, среди эфузивно-осадочных толщ. Они концентрируются в участках, подвергнутых наиболее интенсивным тектоническим воздействиям. В распределении их устанавливается полная зависимость от плана развития разрывной тектоники. Все интрузии, имеющие основные жилые породы, относятся к саурскому комплексу. В гранитоидах змеиногорского комплекса нигде в пределах описываемого района не встречено даек основного и среднего составов. В этих интрузиях не прослеживаются и разрывные нарушения, имеющие указанные лайки. Состав даек, залегающих в интрузиях, не зависит от состава последних.

На основании приведенных особенностей можно сделать вывод о формировании дайковых пород основного и среднего составов происходило после становления интрузий саурского комплекса и последовавших вслед за этим тектонических деформаций разрывного характера как в вулканогенно-осадочных породах, так и в указанных интрузиях, но до внедрения змеиногорских гранитоидов. Источником магмы жильных пород явились глубоко залегающие очаги, явившиеся, возможно, материнскими и для интрузий саурского комплекса.

Предположения об отсутствии генетической связи между дайками основных средних пород и интрузивами высказываются многими исследователями. Так, В. С. Коптев-Дворников [5] и О. С. Полквой [6], изучавшие интрузивные комплексы Центрального Казахстана, считают, что разнообразные дайковые породы от габбро-порфиритов и лампрофиров до гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров не связаны генетически со вмещающими интрузиями, а являются производными более глубоких внутрикоровых магматических источников.

Примерно такие же выводы делает Ф. К. Шипулин [7], изучавший генетическую связь оруденения с интрузивными породами на Дальнем Востоке. По данным Ф. К. Шипулина, с крупными массивами гранитоидов связана жильная серия пород, отвечающая по составу аplitам и гранит-порфирям. Дайки лампрофиров, развитые в районе, указанный исследователь, связывают с более глубинным очагом. Эти породы пространственно не обязательно тяготеют к выходам крупных массивов гранитоидов, а встречаются как в пределах их, так и на расстояниях, измеряемых десятками километров, будучи приуроченными к определенным системам трещин.

Н. И. Бородавский и М. Б. Бородавская [2], детально изучавшие жильные породы Березовского золоторудного месторождения на Урале, отмечают, что обычно в геологической литературе присваиваются ассоциации дает с более крупными массивами существенно генетический характер. Не отрицая возможной общности магматических очагов, породивших эти и другие, они считают, что наличие дайковых полей внутри или по близости от интрузивных массивов объясняется только особенностями последних, как среди более жесткой и хрупкой, способной к более легкому образованию разломов по сравнению с вмещающими граниты породами.

Об отсутствии генетической связи между основными дайками, с одной стороны, и интрузивами и их лейкохорватовыми дериватами — с другой, говорит С. И. Баласанян [1], изучавший основные дайки Армении и прилегающих участков Малого Кавказа.

Таким образом, предположение об отсутствии прямой генетической связи между меланократовыми жильными породами и интрузиями имеет общее значение для различных районов развития указанных пород.

#### 4. Отношение дайковых пород к полиметаллической минерализации

Тесная пространственная ассоциация полиметаллического оруденения с телами интрузивных пород основного и среднего составов, была подмечена работниками геологической службы Зириновского рудника еще в прошлом столетии, и использовалась в качестве почти единственного поискового критерия при направлении детальных поисково-разведочных работ.

Рудные тела в большинстве случаев используются те же тектонические структуры, что и дайки, и непосредственно сменяют во времени последние.

Весь комплекс современных геологических данных, касающихся взаимоотношений полиметаллической минерализации с жилыми породами, подтверждает пространственную структурную связь между ними. Обширный материал, полученный в процессе разведки месторождений, а также в результате детальных работ на Зыряновском месторождении алтайской группы Института геологических наук Академии наук Казахской ССР, не оставляет никакого сомнения в том, что формирование интрузивных пород основного и среднего составов происходило не только до возникновения полиметаллической минерализации, но и до проявления первого главного этапа гидротермальной деятельности, с которым связан интенсивный метаморфизм вмещающих пород месторождений. Интрузивные породы, даже локализованные совместно с сульфидными рудами в одних структурах, во всех известных случаях оказываются древнее оруденения. Это иллюстрируется многочисленными наблюдениями, главным образом, в подземных выработках.

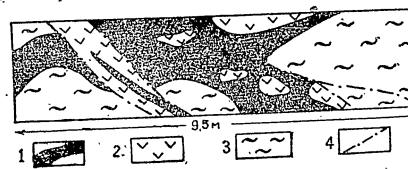


Рис. 2. Обломки диабазовых порфиритов в сплошной полиметаллической руде. 1 — сплошная руда; 2 — диабазовые порфириты, 3 — кварцево-сернистые сланцы; 4 — разрывные тектонические нарушения. Шахта Маслянская, 1-й горизонт.

В подавляющем большинстве случаев на Зыряновском месторождении отмечается приуроченность рудных тел и даек к одним и тем жеtektonическим структурам. Часто наблюдаются раздробленные дайки, сцепленные различными рудами. Среди сплошных сульфидных руднередко содержатся различные по размерам и форме блоками жильных порфиритов, сильно измененных гидротермальными процессами (рис. 2). Иногда руда залегает в лежачих боках даек, и последние являются как бы экранами для рудоносных растворов. Породы даек в рудном поле подвергаются интенсивным гидротермальным изменениям и пронизаны сетью кварце-

вых, кварцево-карбонатных жил и прожилков с полиметаллическим оруднением, кварцево-карбонатных жил и прожилков с полиметаллическим оруднением (рис. 3, 4). Пересечение дайками рудных тел нигде не отмечено.

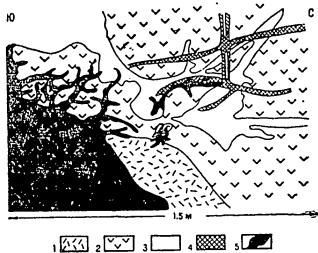


Рис. 3. Взаимоотношения оруднения с диабазовыми порфиритами. 1 — микрокварцит; 2 — диабазовый порфирит; 3 — кварц; 4 — кальцит; 5 — сплошная руда. Маслянская промзона, блок № 8а.

Аналогичные взаимоотношения между дайковыми породами и оруднением установлены и на других месторождениях Зыряновского района.

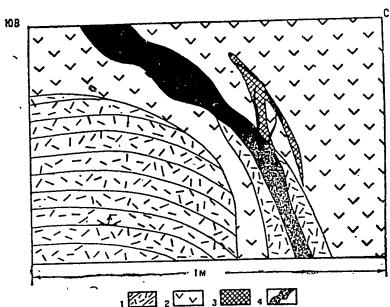


Рис. 4. Взаимоотношения оруднения с диабазовыми порфиритами. 1 — микрокварцит; 2 — диабазовый порфирит; 3 — кварцевые жилы; 4 — сплошная руда. Маслянская промзона, блок № 8а.

На Парыгинском месторождении, отличном от всех других приуроченностью к интрузивным породам, сохраняются все основные черты структуры, характера оруднения и взаимоотношений последнего с дайковыми породами месторождений, залегающих в эфузивно-осадочных комплексах.

#### Некоторые данные по геологии дайковых пород Зыряновского района

41

Главное рудное тело здесь приурочено к зоне дробления, расположенной между двумя сближенными дайками, и зоне диабазовых порфиритов, возникшей после внедрения последних. Тектонические движенья, предшествующие оруднению, локализовались преимущественно вдоль контактов даек, причем возникавшие зоны рассланцевания и дробления захватывали также и дайковые породы. Эти ослабленные зоны послужили в дальнейшем путями для проникновения рудных растворов. Дайковые породы подвергены интенсивной гидротермальной переработке и оруднению. Последнее в дайках выражено либо густой вкрашенностью, либо сетью многочисленных тонких прожилков сплошных сульфидов, в различных направлениях пересекающих как гранитоиды, так и секущие их дайки.

Таким образом, изложенный материал свидетельствует о более позднем, чем возникновение даек, отложении руд. Это противоречит мнению сторонников существующей в настоящее время так называемой «эфузионной» гипотезы образования полиметаллических месторождений Рудного Алтая и, в частности, Зыряновского района, предполагающей генетическую связь оруднения с вулканической деятельностью девона и нижнекарбонового периода.

А. К. Каюпов [4] на основании обширного фактического материала пришел к выводу, что полиметаллическое оруднение района связано с заходящей стадией развития девоно-нижнекарбонового магматического этапа. Оно проявилось после внедрения саурских гранитоидов и образования дайковых пород основного и среднего составов.

Структурная связь оруднения с дайками основного и среднего составов, а также непосредственная смена во времени внедрения указаных даек гидротермальным процессом, приведшим к отложению руд, может служить подтверждением этой точки зрения.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Баласанян С. И. Генезис основных дайковых пород Армении и прилегающих участков Малого Кавказа. «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1956, № 7.
- Бородаевский Н. И., Бородаевская М. Б. Березовский рудный поле. М., Госгеолиздат, 1947.
- Каюпов А. К. О возрасте полиметаллического оруднения на Алтае. «Известия Академии наук Казахской ССР», серия геологическая, 1956, вып. 24.
- Каюпов А. К. К вопросу генезиса полиметаллического оруднения Зыряновского района. «Известия Академии наук Казахской ССР», серия геологическая, 1954, вып. 18.
- Конторович В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана). «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1952, № 4.
- Полевой О. С. Образование жильных пород кислых интрузий. Труды Института геологических наук Академии наук СССР, вып. 107, М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Шилулин Ф. К. Третичные гранитоиды Южного Приморья и некоторые данные об их металлогении. «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1950, № 3.

#### РЕЗЮМЕ

Зыряновск аймағын алып жатқан орта жөндеңді дайкалық тау жыныстарының структуралық жағдайлар мен жас жағын зерттей келіп, автор бұл дайкалардың гранитоидтармен ешбір байланысы жоқ екенін көрсетеді. Сонымен катарап, бұл дайкалар мен полиметалл кендерінің өзара катастарын зерттеңдегі Алтайдарғы полиметалл кенорында рыхлы пайда болуы жөнненде «эфузионтік» гипотезаға қарсы пікірлер көлтірледі.

ИЗВЕСТИЯ  
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР  
Серия геологическая  
Вып. 2 (27)

1957

B. A. КНМ

**ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ ПОРФИРОВ ЗЫРЯНОВСКОГО РАЙОНА  
РУДНОГО АЛТАЯ**

В Зыряновском районе, как и на всем Рудном Алтае, весьма широко распространены порфиры и порфириоды. Последние были детально изучены с целью установления их минералогического состава, структурных особенностей, генезиса и отношения к рудной минерализации. Особое внимание было уделено исследованию полевых шпатов, входящих в состав порфировых пород и жильных гидротермальных образований. Правильная диагностика полевых шпатов имеет большое значение при установлении природы генезиса порфиров, а выяснение взаимосвязи определенного типа поствулканических и гидротермальных изменений полевых шпатов с орудием — при проведении поисков.

Исследованные порфиры слагают пластообразные тела среди среднедевонских и нижнепалеозойских (?) осадочных и туфогенных отложений и относятся к эфузивной и субвулканической фациям.

Среди порфиров Зыряновского района по химико-минералогическому и структурно-текстурным признакам выделяются кварцевые порфиры, альбит-порфиры и порфириоды. Порфировые выделения представлены кварцем и полевыми шпатами — калиевыми и натровыми разностями.

**Альбиты**

В порфирах района устанавливаются три разновидности альбита: в фенокристах, в основной массе и в жилках различного состава, ясно отличающихся в морфологическом отношении.

1. Альбиты с четкими полисинтетическими двойниками по одному альбитовому или двум законам двойникования — альбитовому и карлсбадскому. Здесь различаются кристаллы неравномерно пелитизированные и совершенно прозрачные.

2. Альбиты шахматного строения, пятнистые в проходящем свете или совершенно прозрачные.

3. Альбиты калишпатового облика без четких полисинтетических двойников; чаще наблюдаются простые двойники.

Первая разновидность при измерении на Федоровском столике и определении в иммерсионных жидкостях дает довольно широкие колебания в содержании аортитового компонента. Так, в порфирах Зыряновского месторождения номер плагиоклаза варьирует от 0 до 15 и в редких случаях — до 22. На других участках Зыряновского района номер плагиоклаза не поднимается выше 3—7.

Форма альбита таблитчатая и удлиненно-призматическая. Длина зе-

**Полевые шпаты порфиров Зыряновского района Рудного Алтая**

43

рен редко достигает 3 мм и варьирует от 0,7 до 2 мм. Чаще — это монокристаллы, реже —glomeroporfirovye скопления. Обычно альбит сильно деформирован, трещиноват, волнисто гаснет и по трещинкам замещается кварцем и серпентитом основной массы. Альбиты замутненные, так как содержат пылеватые, пелитовые, серпентитовые и жидкие включения. Наряду с такими плагиоклазами наблюдаются почти совершенно прозрачные. Последние отмечаются в сильно окварцованных и серпентизированных порфировых разностях, в полевошпатовых и других жилках сложного состава и в виде вростков в замутненных кристаллах калишпатита. Содержание аортита в этих альбите не превышает 5%. Часто среди мутного кристалла появляются более прозрачные участки, и кристалл приобретает пятнистость.

Колебания в содержании аортита и степень пелитизации указывают на различную интенсивность постмагматических и гидротермальных процессов.

Существует несколько мнений относительно того, какой альбит характерен для порфировых пород. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1933, 1955), И. Г. Кузнецов (1924), Е. Ф. Дьяконова-Савельева (1934) и другие указывают на присутствие в альбитофиах, альбит-порфирах и кератофирах первичного пирогенного альбита, который выделяется исключительно по внешним признакам. Например, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг принимает за первичный альбит мутные буроватые зерна. Явным признаком начинаящейся альбитизации считается пятнистость, а вторичный альбит прозрачен. Г. Розенбуш (1934) считает помутнение кристаллов плагиоклаза признаком его разложения, что, по его мнению, вызывается пелитизацией и частичной серпентинизацией. Д. С. Коржинский (1940) также принимает замутненность за переходную стадию плагиоклаза от средне-кислого к кислому. Прозрачный альбит — это конечный продукт изменения. В. Н. Лодонников (1955) допускает первичные альбитовые вкрапленности только в породах со свежей стекловатой основной массой.

Наши наблюдения показывают, что помутнение плагиоклазов есть следствие альбитизации их. Понижение номера плагиоклаза с исчезновением пелитизации и присутствие таких прозрачных альбитов в сильно измененных породах и жилках указывают на то, что это изменение обязано гидротермальному метаморфизму, в то время как пелитизированный альбит отвечает первому этапу альбитизации плагиоклаза (поствулканическая стадия автометасоматоза).

Нам кажется, что первичный альбит в малоглубинных и эфузивных породах должен сохранять в себе все признаки, характерные для высокотемпературных альбитов. Эти признаки улавливаются при измерении на Федоровском столике. А. Н. Завариковым, В. И. Лебединским и другими было замечено, что определенная группа полевых шпатов, позднее выделенная как высокотемпературная, дает заметные отклонения на диаграммах кристаллографических элементов от типовой кривой В. В. Никитина (1953).

О. Ф. Гутт и Н. Л. Боуз (1952) получили в своей лаборатории синтетический высокотемпературный альбит, отличающийся малым 2v. Этот альбит по оптической ориентировке и 2v отличается от обычных. Натуральных и отожженных натуральных альбитов. Последние занимают промежуточное положение между синтетическими и натуральными альбитами. По их мнению, переход высокотемпературных альбитов в низкотемпературные формы осуществляется без промежуточного состояния и связан с глубокими температурными изменениями, а не с нарушением в расположении атомов алюминия и кремния в кристаллической решетке. В противоположность этим исследованиям О. Бредли (1953) считает, что пе-

реход высокотемпературного плагиоклаза в низкотемпературный обязательно связан с превращением неупорядоченного состояния атомов в упорядоченное. Поэтому в быстро застывающих стеклах часто обнаруживаются высокотемпературные плагиоклазы, т. е. такие, в которых сохранилось неупорядоченное расположение атомов.

Оптические свойства высокотемпературного альбита изучены только при экспериментальных исследованиях. Указаний на существование высокотемпературного кислого плагиоклаз-альбита в породах почти не имеется. Д. С. Белякин (1934) обнаружил высокотемпературный альбит в корочках свода печей завода «Дружная горка». Этот альбит имеет необычно малый угол оптических осей ( $31\text{--}34^\circ$ ) и является оптически отрицательным.

Угол оптических осей в высокотемпературных альбитах не превышает  $+65^\circ$ . Это хорошо видно по той части кривой, которая объединяет высокотемпературные модификации (рис. 1)<sup>1</sup>.

Е. Н. Далянова-Савельева (1934) указывает на присутствие альбита (№ 3) в очень слабо раскристаллизованных стеклах кислого состава. Угол оптических осей в этих альбитах равен  $+73^\circ$  и занимает промежуточное положение между синтетическими альбитами, полученными путем отжига натуральных, и обычными низкотемпературными. Такое положение, возможно, обусловлено некоторым изменением температурных условий в момент остыния лавы.

Анализ полученных кривых позволяет выявить некоторые важные закономерности изменения оптических свойств альбита. Установлено, что высокотемпературные синтетические альбиты имеют  $2v = +40\text{--}55^\circ$ ; в синтетических альбитах, полученных путем отжига натуральных,  $2v = +55\text{--}70^\circ$ ; в альбитах из кислых слабо раскристаллизованных стекол  $2v$  достигает  $+70\text{--}75^\circ$ ;  $2v = +75^\circ$  и выше (с максимумом в  $80^\circ$ ) характерны для низкотемпературной модификации (вторичные альбиты); эти альбиты развиваются по плагиоклазам и калишпатам в результате автометасоматоза и гидротермального метаморфизма.

Таким образом, угол оптических осей для плагиоклазов ряда альбит—альбит-олигоклаз зависит от температуры образования данного минерала и может служить критерием для установления их генезиса.

Вторая разновидность (шахматные альбиты) развивается чаще по плагиоклазу, чем по микроклину, хотя в литературе встречаются указания о том, что шахматное строение обусловлено исключительно унаследованностью строения микроклиновой решетки. Например, Н. А. Елисеев (1938) пишет: «Иногда наблюдаются вкраплениники шахматного альбита, что позволяет думать, что первоначально это были вкраплениники калиевого полевого шпата, замещенные впоследствии альбитом». Лишь А. М. Кузьмин (1953) указывает на появление шахматного альбита в связи с альбитизацией как щелочных полевых шпатов, так и плагиоклазов.

Для точного выяснения характера шахматного альбита он был изучен под микроскопом, а его константы измерены на Федоровском столике. Измерение подверглись также прозрачные плагиоклазы с двумя направлениями двойникования. Наблюдения показывают, что постепенный переход полисинтетически сдвойниковых альбитов в зерна с шахматным строением происходит за счет появления двойниковых полосок перпендикулярно основным. В зависимости от количества полосок минерал

<sup>1</sup> На диаграмме нанесены кривые, характеризующие угол оптических осей в альбитах различных модификаций по литературным источникам и нашим измерениям. Нами используются оптические диаграммы, предложенные В. К. Моничем (1952).

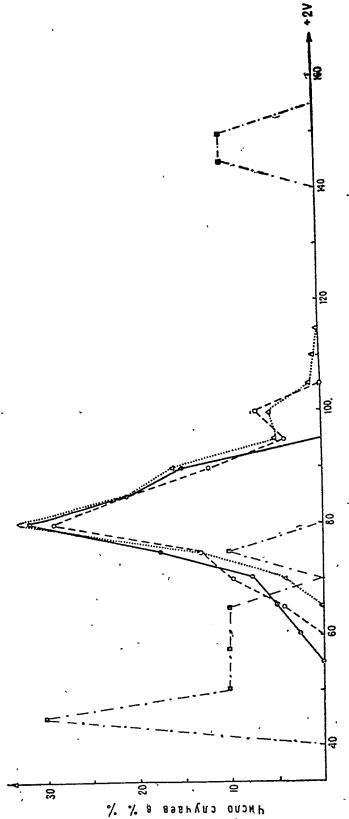


Рис. 1. Угол оптических осей альбита различной модификации. 1 — высокотемпературные альбиты; 2 — альбиты Зыряновского района; 3 — альбиты Зыряновского района (по литературным данным); 4 — альбиты Зыряновского района (по литературным данным).

приобретает облик либо обычного альбита с двумя направлениями двойников, либо шахматного (рис. 2, 3). Морфологически шахматный альбит ников, либо шахматного (рис. 2, 3). Морфологически шахматный альбит ников, либо шахматного (рис. 2, 3). Содержание аниортитовой частицы не отличается от первой разновидности. Содержание аниортитовой частицы

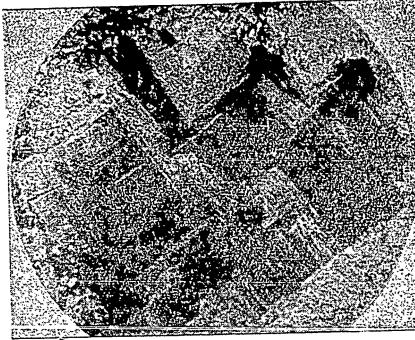


Рис. 2. Зерно альбита с двумя направлениями двойникования. Ув. 52, ник.+.

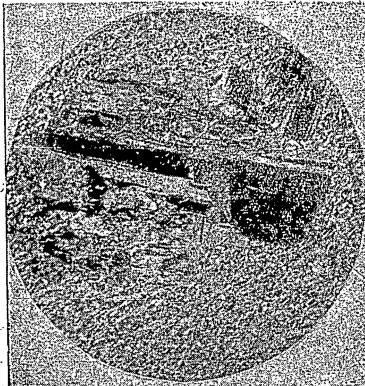


Рис. 3. Переход пелитизированного полисинтетически сдвоенного альбита в шахматный. Ув. 52, ник.+.

в прозрачных участках и в участках шахматного строения не превышает 5%. Многочисленные измерения кристаллов с двумя направлениями двойникования, в том числе шахматного строения, дают одновременно альбитовый и карлсбадский двойниковый законы, реже — альбитовый и периклиновый. Последние чаще встречаются в альбитех из южной порфировой залежи, где широко развит микроклин. В. Н. Лодочников (1955) в микролинии отмечал «одновременно в одном и том же зерне двойники по альбитовому и периклиновому законам, дающие решетку в скрещенных николях».

Шахматные альбиты с периклиновым двойниковым законом отличаются прозрачностью, очень слабой замутненностью, как и решетчатый микроклин, в то время как шахматные альбиты с двойниками по альбитовому и карлсбадскому законам, развивающимся по плагиоклазам, пятинистые за счет замутненности одних одновременно гаснущих индивидов и прозрачности других. Эти альбиты соответствуют «изоперититам», по В. Н. Лодочникову (1925). Как видим, для точного суждения о природе шахматного альбита могут помочь оптические константы для обеих разновидностей.

Третья разновидность альбита выделена исключительно по внешним признакам. Без анализатора альбиты этой разновидности сильно замутнены, в них преобладают простые двойники. Если же альбиты полисинтетически сдвоены, то полоски настолько нечеткие, что их можно принять за веретеноидные двойники. Форма зерен альбита прозрачная и таблитчатая. Показатель преломления  $Nm = 1,532 \pm 0,002$ . На Федоровском столике независимо получается положительный угол  $2v$  от  $75^\circ$  до  $\pm 90^\circ$ . Содержание аниортитовой частицы в этих альбитех колеблется в пределах 2—10%.

Такой облик минерала, очевидно, обусловлен косыми разрезами кристаллов. По этой причине не удавалось измерить двойники, и определения в основном проводились по координатам полосы спайности (001) и  $2v$ .

Альбит в жилах выделяется в правильных лейстостоидных зернах размером до  $1,5 \times 4$  мм с четкими полисинтетическими двойниками; реже попадаются таблички. Мощность жилок — не выше 10 см; преобладают мощности от первых миллиметров до 5 см. В сложных жилках альбит встречается с кварцем, карбонатом и микроклином. Зерна альбита заметно деформированы (изогнуты) и разбиты поперечными трещинами, по которым развиваются кварц и карбонат.

Химический состав жильного альбита выражается кристаллохимической формулой (по данным М. В. Тащинина):  $Na_{0,75} Ca_{0,25} (AlSi_3O_8)$  и  $Na_{0,60} (Al_{1,22} Si_{3,98} O_8)$ ; избыток Al и недостаток щелочей объясняется изменением полевого шпата.

Измерения на Федоровском столике устанавливают в жильных альбитах двойники по альбитовому и карлсбадскому законам:  $2v = +75^\circ - 88^\circ$ . Номер плагиоклаза обычно не поднимается выше третьего — пятого.

М. В. Тащинина считает, что альбит в жилках выделился раньше микроклина, нами же устанавливаются несколько иные взаимоотношения. Обычно среди прозрачных лист альбита попадаются буроватые зерна микроклина неправильной формы. Они или включены в альбите, или располагаются между его зернами в уцелевших от замещения реликтах. В отдельных шлифах наблюдалось замещение замутненного слаборешетчатого микроклина прозрачным жильным альбитом (рис. 4). Последний замещаетсярудными минералами, в частности сфalerитом. Правда, эти



Рис. 4. Кварцево-полевошпатовая жилка. Замещение микроклина альбитом. Ув. 52, ник. +.

взаимоотношения наблюдались лишь в жильных образованиях, а не в сплошной мелковернистой рудной массе. Такой же прозрачный альбит отмечается в виде вростков в калишпатах (рис. 5) и в пелитизированных



Рис. 5. Развитие альбита по анортоклазу. Ув. 61, ник. +.

плагиоклазах. Количество вростков альбита непостоянно и колеблется от редких и мелких в нерешетчатых микроклинах до сплошной альбитизации в прозрачных. Особенно интенсивна альбитизация на участках, тяготеющих к зонам оруденения и рассланцевания. Здесь части псевдоморфы шахматного альбита по микроклину (рис. 6).

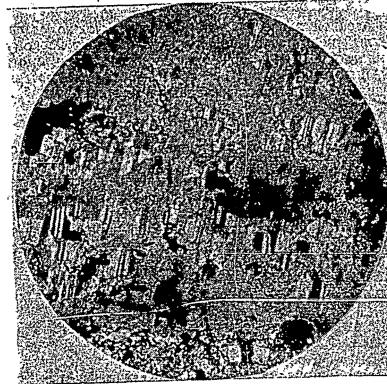


Рис. 6. Развитие шахматного альбита по слаборешетчатому микроклину. Ув. 52, ник. +.

Альбиты в жилках, шахматный альбит и альбит в виде вростков и пятен представляют более поздние образования, чем пелитизированный. На рисунке 1 изображается кривая изменчивости угла оптических осей в альбите Зыряновского месторождения и района. Для сравнения приводится ряд кривых, отображающих  $2v$  в альбите подобных пород других районов Рудного Алтая и некоторых районов Кавказа, Центрального Казахстана, Урала, Восточной Сибири и Дальнего Востока. На всех кривых четко обозначается единственный максимум с  $2v = +80^\circ$ , в каждом случае обобщающий до 30% измерений. Отсюда можно сделать заключение, что угол оптических осей в альбите, равный  $+80^\circ$ , является характерным для вторичных альбитов.

Для полноты характеристики альбитов Зыряновского района были использованы данные оптической ориентировки их, в наиболее часто встречающихся карлсбадских и альбитовых двойниках и относительно полос спайности по (001).

Резких отклонений в оптической ориентировке альбитов Зыряновского района от приведенных для сравнения данных по другим районам и от кривой, составленной В. В. Никитиным (1953), не наблюдается. Таким образом, мы можем считать исследуемые альбиты низкотемпературными, обвязанными пост vulkanicескому и гидротермальному метаморфизму. Не устанавливается в альбите и зависимость между углом оптических осей и ориентировкой оптической индикаторы.

Альбит с отрицательным  $2v$  на Зыряновском месторождении не был зафиксирован. По району единичные измерения дают в альбитах отрицательный знак. Подобная аномалия, по-видимому, не связана с внешней механической деформацией, так как отмечены случаи, когда разные индивиды одного кристалла, составляющие двойник, имеют различные  $2v$ : в одном индивиде этот угол отрицательный, а в другом — положительный.

Из приведенной характеристики альбитов можно сделать заключение, что мутный пелитизированный альбит отвечает первому этапу албитизации плагиоклаза — поствулканической стадии автометасоматоза, а прозрачный, шахматный и передко характерны для гидротермальной стадии изменения, предшествовавшей этапу рудоотложения.

#### Калишпаты

Калиевые полевые шпаты в Зыряновском районе и на самом месторождении представлены микроклинами, ортоклазами, аортоклазами и адулярами. Они образуют монокристаллы в выделениях, реже встречаются в основной массе в мелких бесформенных зернах, часто вытянутых вдоль сланцеватости, входят в состав сложных кварцево-полевошпатовых и кварцево-карбонатных жил и передко образуют самостоятельные маломощные прожилки. Направление полевошпатовых жилок в большинстве своем подчиняется сланцеватости порфиритовых пород. В очень редких шлифах наблюдался жильный микроклин совместно с рудным минералом. Адуляр сравнительно редок, встречается в кварцевых жилках и гнейсах.

Породы с выделениями калишпата в основном встречаются в южной залежи Зыряновского месторождения.

Калишпаты в фенокристах образуют широкие таблички с оплавленными контурами или удлиненно-призматические формы. Хорошо сохранившиеся кристаллы редки, чаще наблюдаются одна-две грани. Размер выделений колеблется от  $0,2 \times 0,5$  до  $1 \times 1,5$  мм; реже встречаются зерна больших размеров (рис. 7).



Рис. 7. Деформированное зерно аортоклаза. Ув. 60, ник.+.

Наиболее распространением из калишпатов пользуется м и к р о к л и н, который по внешнему облику делится на мутный, пятнистый (за счет присутствия прозрачных участков среди мутных) и прозрачный.

В прозрачных зернах или в прозрачных участках в целом мутного зерна микроклиновая решетка особенно ясна. Мутные же участки можно зачастую принять за нерешетчатый микроклин. Совершенно прозрачные микроклины, содержащие незначительные участки помутнения, чаще наблюдаются не в самих кварцевых порфирах, а в порфиридах, и не всюду, а в тех участках, которые находятся ближе к зонам оруденения, как, например, на западном и центральном участках месторождения.

Калишпат с частично выраженной неясной решеткой первоначально был определен как нерешетчатый или неясно решетчатый микроклин. Позже при наклонах шлифов на Федоровском столике в отдельных участках калишпат иногда замечалась слабая решетчатость. По оптической ориентировке он имеет триклиническую сингонию и отвечает а о р т о к л а з а м. Кристаллы такого облика обычно более замутнены.

Среди нерешетчатых микроклинов А. М. Кузьминым выделяются калишпаты, именуемые «агироклазами». Это — оптически однородные, лишенные решетки триклинические полевые шпаты с углом погасания №: (010) на плоскости Р (001), колеблющимся в пределах  $14-20^\circ$ . На плоскости никеля №: I (001) равен  $5-7^\circ$ , т. е. такой же, как и у ортоклаза. «Агироклаз» выделяется как самостоятельный минерал и рассматривается как полиморфная модификация ортоклаза.

Нам не удалось замерить в шлифах спайность по второму пинакоиду (010), и мы не можем по этому углу погасания выделить из нерешетчатых микроклинов так называемые «агироклазы». По А. М. Кузьмину, эта новая кристаллическая модификация получается при полиморфных превращениях ортоклаза через промежуточное метамиктное состояние вещества по схеме:

Ортоклаз  $\xrightarrow{\text{напряжение}}$  решетчатый микроклин  $\xrightarrow{\text{напряжение}}$  агироклаз (нерешетчатый микроклин).

В процессе перехода тела из одного кристаллического состояния в другое оно долгое время может пребывать в таком стеклообразном состоянии решетчатого микроклина.

На основании наших наблюдений и измерений на Федоровском столике можно сказать, что ясное решетчатое строение является не промежуточным, а конечным состоянием микроклина. Нерешетчатое строение становится как бы переходным от минерала моноклинной сингонии к триклиническому. На Федоровском столике измерению подвергались в основном нерешетчатые микроклины и в меньшем количестве — решетчатые.

На рисунке 8 приведены результаты измерений угла оптических осей в различных разновидностях кварцевых порфиров Зыряновского района. Для угла оптических осей четко выделяется максимум ( $-80^\circ$ ), объединяющий до 30% измерений. Такой же четко выраженный максимум можно видеть на других кривых. Это особенно относится к вторичным, микроклинам также метаморфического происхождения (по литературным данным) и микроклинам из пегматитовых жил, занимающим как бы промежуточное положение между магматическими и метаморфическими модификациями. На кривой, обобщающей  $2v$ , в так называемых «высокотемпературных» магматических микроклинах имеется также максимум в  $-80^\circ$ .

Второй максимум, в  $-60^\circ$ , на кривых выражен не всюду четко. Например, в первичных высокотемпературных микроклинах этот максимум не обозначен и  $2v$  варьирует в интервале от 45 до  $75^\circ$ . К этому интервалу

В. А. КИМ

52

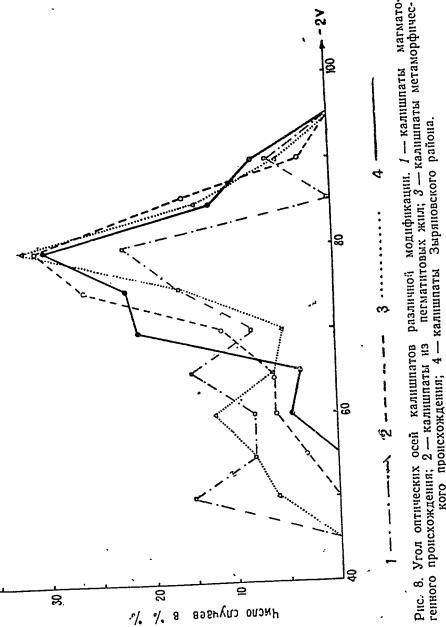


Рис. 8. Угол оптических осей калишпатов различной модификации при прохождении света через калишпаты из пегматитового проксекционного района.

относятся углы оптических осей в микроперитах аляскитов Баянаульского массива. Эти микропериты по своей оптике отличаются от типичных калишпатов, приводимых на диаграмме В. В. Никитина. Они характеризуются большими углами, образуемыми осью  $Nm$  и перпендикуляром к третьяму пинаконду, равными  $12-21^\circ$  и  $\angle Ng \perp (001) = 82-90^\circ$ . В. К. Монин (1953) считает, что такая ориентировка характерна для metastабильных высокотемпературных, обогащенных натром полевых шпатов, сохранившихся в отдельных участках зерен микроперита. Они определяются как натровые ортозиты или натровые анортоклазы. Предполагается, что эти участки не были захвачены распадом и не перекристаллизовались в более низкотемпературные модификации.

На «высокотемпературной» кривой приведены микреклины с большими углами  $2v$ , исследованные В. Н. Криволукской и М. А. Строниной в гранитах и гранодиоритах Киргизии (1953). Ими выделены в этих породах две генерации микреклина — метаморфическая и магматическая, но

## Полевые шпаты порфиров Зыряновского района

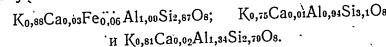
53

у каждого автора одна и та же модификация характеризуется по-разному. У первой генерации, по В. Н. Криволукской, «зерна микреклина свежие, с четкой микреклинной решеткой» и с  $2v = -73^\circ$ , а у М. А. Строниной она характеризуется «большой степенью помутнения» и именуется нерешетчатым микреклином,  $2v = -78-80^\circ$ . У первого автора вторая генерация (метаморфическая) содержит мутные участки, потому что развивается по плагиоклазу,  $2v = -79-80^\circ$ . По Стронину, мутные микреклины с малым  $2v$ , не превышающим  $-56^\circ$ , характерны начальным стадиям метаморфического процесса. Полностью метаморфизованные микреклины прозрачны и  $2v$  у них увеличено до максимального в  $-74^\circ$ .

А. К. Болдырев (1934) считает, что свежесть и прозрачность микреклинов с характерным для них строением связаны с перекристаллизацией щелочных полевых шпатов, протекающей в условиях гидрохимического процесса, повышения температуры и давления, вызванных динамометаморфизмом.

В наших калишпатах мутность обусловлена микроскопическими и субмикроскопическими включениями жидкости, отчасти — тончайшими включениями сернистого, хлорита, бурого железняка и каолинового вещества, в образцах, подвергшихся выветриванию. Замутненность и нерешетчатое строение микреклинов исчезает почти полностью в породах, тяготеющих к зонам оруденения, т. е. в таких, где метаморфический процесс проявился интенсивнее. Того колебания в углах оптических осей, которыми приводится М. А. Строниной в зависимости от замутненности кристалла, мы не замечаем. Все калишпаты Зыряновского района, независимо от того, решетчатые они или нерешетчатые, мутные или прозрачные, имеют углы оптических осей в пределах  $-65 \pm 90^\circ$ , с максимумом  $-80^\circ$ . Как будет видно ниже,  $2v$  не зависит от ориентировки оптической индикаторы минерала. Поэтому зыряновские калишпаты обнаруживают анортоклазовую ориентировку и вместе с тем большие углы оптических осей, характерные для микреклинов, и, наоборот, в микроперитах Баянаульского массива минералы с микреклиновой ориентировкой отличаются необычно малыми  $2v$ .

В жильных микреклинах Зыряновского района, по данным химических анализов М. В. Тащининой и нашим, отмечается пониженное содержание щелочей, причем натрий в анализах отсутствует; кристаллохимические формулы:



По данным анализа П. Пилипенко (1915), в микреклине из Зыряновского рудника содержится значительное количество натрия ( $K_{0.57}Na_{0.41}Al_1Si_2O_8$ ). На основании этого данного микреклина причислен к натровому разновидности. Повышенное содержание натрия в микреклине, по нашему мнению, обусловлено присутствием в нем альбита. Последнее подтверждается микроскопическими наблюдениями. Кристаллографические формулы дают отклонения от теоретического состава. Во всех случаях обнаруживается пониженное содержание калия. Эти отклонения объясняются частичным разложением минерала.

С целью полной характеристики калишпата Зыряновского района. Ниже приводятся данные измерений поляса спайности (001) (рис. 9). Помимо измерения, за исключением редких точек, дают ориентировку явили все изменения, за исключением полей концентрации тона триклинического минерала. Намечается несколько полей концентрации тона центральная изолиния основного поля (I), охватывающая до 40% измерений, позволяет вычислить следующие координаты поляса спайности измерений.

## В. А. КИМ

54  
 сти (001) для наиболее распространенного случая:  $\text{PNg} = 86\%$ ;  $\text{PNm} = 6^\circ$ ;  $\text{PNp} = 85,5^\circ$ . Полученные координаты соответствуют ориентировке промежуточной между ортоклазом и анортоклазом.

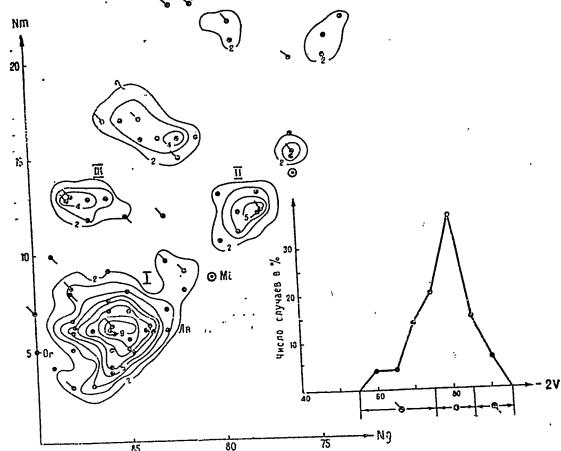


Рис. 9. Оптическая ориентировка полюса спайности (001) в калишпатах Зыряновского месторождения.

Следующее поле (II), объединяющее около 10% измерений, дает ориентировку явно триклинического минерала — микроклина с координатами  $\text{PNg} = 78^\circ$ ;  $\text{PNm} = 12^\circ$ . Поля I и II и ряд точек, образующих мелкие скопления, намечают полосу, характеризующуюся непрерывностью изменения ориентировки от разновидностей, близких к моноклинной, до калишпатов триклинической сингонии. Третье (III) поле отличается положением точек, приближающихся к оптической ориентировке патровых ортоклазов и патровых анортоклазов Баянгульского массива, т. е. характеризуется большим углом наклона оси  $\text{Nm}$  и незначительным удалением от плоскости  $\text{NpNm}$ , но отличается от них все тем же большим значением  $2V$ .

Параллельно первой полосе точек намечается другая полоса, расположенная над первой и отличающаяся от нее большими значениями  $\text{Nm}$  при тех же  $\text{Ng}$ . В эту полосу включается и поле III. Такое расположение точек, очевидно, свидетельствует о несколько ином составе калишпатов, может быть, с повышенным содержанием натрия. Расположение отдельных точек и полей максимального распространения их говорит о непрерывности и постепенности перехода калишпатов из моноклинной сингонии в триклиническую. Большая часть калишпатов Зыряновского месторождения (главным образом, нерешетчатых), как видно из приводимых

## Полевые шпаты порфиров Зыряновского района

55

фигур, по ориентировке оптической индикаторы очень близка к анортоклазам, анатокластичным ортоклазам, и лишь около 20% измерений обнаруживают оптику типичного решетчатого микроклина. Но они отличаются несколько большими, чем у типового микроклина, углами наклона оптической индикаторы.

Измерения манебахских двойников в нерешетчатых калишпатах (средние координаты  $\text{BN}_g = 84,5^\circ$ ;  $\text{BN}_m = 9^\circ$ ;  $\text{BN}_p = 83^\circ$ ;  $2V = -72-80^\circ$ ) дают возможность совершенно однозначно решить вопрос о сингонии. Это явно триклинический минерал. От типичных анатоклазов, как уже говорилось ранее, данные минералы разняются углом оптических осей, большим, чем обычно указывается в литературе. Но Д. С. Белянкин (1944) считает, что триклинические калинатровые полевые шпаты не обязательно должны обладать малым углом оптических осей, и в своей схеме классификации выделяет калиевые и патровые анатоклазы с  $2V = -70-85^\circ$ . Отсюда следует, что по углу оптических осей отличить анатоклаз от микроклина невозможно, главное — это ориентировка оптических осей. Для разделения щелочных калишпатов очень важен показатель преломления; считается, что у анатоклаза он выше, чем у микроклина. По данным М. В. Тацининой и других, этот показатель в зыряновских калишпатах варьирует в пределах  $\text{Nm} = 1,520-1,528$ , что соответствует микроклину и калиевым анатоклазам.

Итак, нерешетчатые микроклины Зыряновского района имеют черты калиевых анатоклазов.

По кристаллооптическим константам, приведенным на диаграмме, можно сделать заключение, что калишпат, развивавшийся по фенокристалмам плагиоклаза и в жилах, был представлен первоначально моноклинным калишпатом, возможно, ортоклазом. На это указывают единичные измерения, которые соответствуют ортоклазам на диаграмме В. В. Никитина, и ряд измерений, обнаруживающих ориентировку близкую к моноклинной. Это не расходится с мнением А. М. Кузьмина, который считает, «что микроклин в своем образовании обязательно проходит стадию ортоклаза...». Несколько увеличенный для ортоклазов угол оптических осей объясняется его происхождением; в работах обычно приводятся измерения магматических (первичных) ортоклазов. В зыряновских породах он метаморфогенный, а угол оптических осей скорее зависит не от ориентировки оптической индикаторы, а «от условий кристаллизации полевого шпата» (Д. С. Белянкин, 1944).

Процесс калиниптизации характеризует один из этапов дорудного гидротермального метаморфизма, проявившегося после серпентинизации и окварцевания порфиров, так как калишпат в жилах сечет серпентинизированные порфировые породы, но не микрокварциты и другие мономинеральные породы.

Начальные стадии калиевого метасоматоза характеризовались высокими температурами и давлением. Замещение, например, плагиоклаза, начинается с более устойчивой в этих условиях модификации калишпата — ортоклаза.

Изменение термодинамических условий — температуры и давления — влечет за собой изменение абсолютных констант кристаллической структурной постройки. Ортоклаз переходит в более устойчивую при данных условиях полиморфную модификацию его — анатоклаз, поэтому в наших породах обнаруживается тем же: при медленном остывании он успевает перейти в более устойчивую форму — анатоклаз или микроклин. В эффективных породах ортоклаз чаще сохраняется благодаря быстрому остынию расплава, когда интрапеллурические выделения не успевают из-

менить свою первоначальную структуру. По этой причине мы чаще находим указания на гидротермальный метасоматоз, выражющийся псевдоморфозами микроклина по плагиоклазу или микроклина по ортоклазу.

П. В. Еремеев (1889) на Зыряновском руднике описал псевдоморфозы микроклина по аортоклазу. Нам, чаще наблюдалась псевдоморфоза решетчатого микроклина по аортоклазу (нерешетчатому микроклину). Внешне этот процесс выражается в том, что в мутных нерешетчатых зернах появляются более прозрачные участки с видимым решетчатым строением (рис. 10), причем переходostenен, и потому в шлифах наблюдаются (в зависимости от места взятия образца) все переходные разности — от замутненных нерешетчатых колишипатов к совершенно прозрачным, с ясными решетчатым строением;

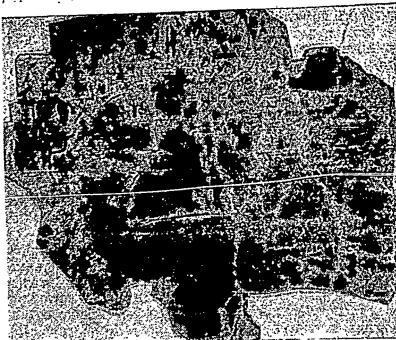


Рис. 10. Переход анортоклаза (темные участки) в решетчатый микроклин (светлые). Ув. 52, ник. 11.

М. В. Тащинина описывает случаи пересечения нерешетчатого микроклинами по трещинкам решетчатым и считает, что последний развивается за счет преобразования первого. Наши наблюдения подтверждают мнение М. В. Тащинина о порядке выделений микроклинов; но, указанных взаимоотношений этих двух модификаций не замечали; обычно переходы между ними постепенные. Микроклин, развивающийся по трещинкам и в виде жилок, имеет точно такой же облик, что и в выделениях; если в выделениях калишпат нерешетчатый, то и в жилках он точно такого же облика. По оптике калишпат из жилок отвечает нерешетчатым микроклинам — анортоклазам:  $\text{PN}_g = -86^\circ$ ;  $\text{PN}_m = -60^\circ$ ;  $\text{PN}_p = -86^\circ$ ;  $V = -70$ — $-80^\circ$ . Ясное решетчатое строение и прозрачность микроклина в жилках, так же как и в выделениях, хорошо проявлены в породах сильно метаморфизованных (порфироиды, кварциты, кварцево-серпентитовые сланцы); изменения в оптике и внешнем облике калишпата в жилках и выделениях одинаковы.

В жилках, как и в выделениях, аноортоклаз и микроклин сильно деформированы, трещиноваты и образуют агрегаты из зубчатых неправильных

зерен, несколько вытянутых перпендикулярно стекам жилок. Жилки не прямолинейные — они как бы процизывают породу по разным направлениям. Такое строение жилок и деформированность калишпатов указывают на то, что калишпат в жилках, так же как и в выделениях, после отложения претерпел какие-то механические деформации. Отсутствие хорошо образованных кристаллов показывает, что рост их происходил в условиях борьбы за пространство, в условиях тектонических подвижек.

их образов за пространством.

Из взаимоотношений калишпатов с другими вторичными минералами в жилках видно, что анортоклаз и микроклин являются одними из самых ранних минералов.

Переход анортоклаза в микроклин постепенен, что отражается на изменении их оптики в связи с переходом от близкой к моноклинной\* триклинической и характеризует дальнейший этап полиморфизма калишпата. Это изменение обусловлено наложением околосрудных процессов на предыдущий этап метаморфизма. Благодаря дальнейшим изменениям исчезает мутность и микроклин становится совершенно про-

Полиморфизм калишпата можно выразить следующей схемой:

Ортоклаз  $\Rightarrow$  Альтоклаз (перештатый клиорит),  
и в то же время отмечены заметно отличаются

Аудулыры в морфологическом отношении заметно отличаются от вышеописанных калишпатов. Если они наблюдаются в вкраплениниках, то это не монокристалл, а мозаика из 3—4 слабо ограниченных зерен, срастающихся с зернами кварца и чешуйками мусковита-серцинита. Мозаика заполняет контуры ранее существовавшего таблитчатого минерала. Чаще всего аудулы развиваются в виде изометрических или ромбовидных кристаллов в пустотах кварцевых жилок или, как пишет П. П. Пилиенко, они «составляют кристаллические корки на стеканках ягод из яжмы».

Нами этот минерал исследован в шлифах, по склонам и в пустотках кварцевой жильи. Здесь адуляр образует кристаллическую корочку на кристаллах кварца. Эти жилы по времени образования почти одновременны с рудообразованием. Минерал был подвергнут микротехническому анализу, по данным которого была вычислена его кристаллохимическая формула:  $\text{K}_{0.9} \text{Ca}_{0.04} \text{Al}_{1.47} \text{Si}_2.75 \text{O}_8$ .

По формуле минерал чисто калиевый, угол оптических осей  $-78^\circ$ .

По формуле минерал чисто кальциев, редких речетки не наблюдается. Адуляр встречается главным образом вблизи рудных зон. Наличие его в виде щеток в пустотах кварцевых жил указывает на то, что он выделился в конечные, более низкотемпературные стадии гидротермального процесса, вероятно, после основного этапа рудообразования, т. е. что он является пострудным образованием.

Итак, первые стадии калиевого метасоматоза отличались высокими температурами и давлением, поэтому развивалась более устойчивая при этих условиях модификация — ортоклаз. Изменения термодинамических условий приводили к переходу ортоклаза в более устойчивую полиморфную модификацию для этих условий — анортоклаз, а затем в микроклиновую модификацию этой структуры. Процесс был длительным и поэтому ортоклаз так и неясной решеткой. Процесс был длительным и поэтому ортоклаз так и неясной решеткой. Процесс был длительным и поэтому ортоклаз так и неясной решеткой.

моноклинной к триклинистой сопровождается исчезновением замутненности. Микроклин наиболее развит в таких участках, где породы очень сильно метаморфизованы, т. е. ближе к зонам оруденения. При этом количество микроклина в породе увеличивается в зависимости от интенсивности рудного процесса. Реже микроклин наблюдался в жилках, содержащих рудные минералы.

Ортоклаз и анортоклаз отмечается и на некотором удалении от зон минерализации, но неизменно в участках с весьма интенсивными процессами рудообразования. Из взаимоотношений с другими жильными минералами видно, что ортоклаз и анортоклаз — более ранние минералы, чем альбит, кварц, карбонат, рудный, а микроклин одновременен с альбитом, но более поздний, чем остальные.

#### Выводы

1. Как альбиты, так и калишпаты в изученных породах Зыряновского района являются вторичными минералами.

2. Для ряда альбит — альбит-олигоклаз устанавливается зависимость величины  $2v$  от температуры образования минералов этого ряда. Считается, что угол оптических осей может служить критерием для установления генезиса альбитов. Труднее использовать  $2v$  для определения состава плагиоклаза низкотемпературного ряда, главным образом, потому, что примесь калия понижает  $2v$ .

3. Выявляется несколько стадий альбитизации, связанных с автометасоматозом (поствулканические изменения) и гидротермальным метаморфизмом. Второй этап альбитизации имеет более локальное развитие и характеризуется исчезновением замутненности альбита и появлением прозрачного полисинтетически сдвойникованного и шахматного альбита (в фенокристах и жилках).

4. Шахматный альбит развивается главным образом по плагиоклазу и меньше — по калишпату. Для точного суждения о природе шахматного альбита большую роль играют оптические константы сдвойникования.

5. Калишпаты представлены ортоклазом, анортоклазом (нерешетчатый микроклин), микроклином и адуляром.

6. Калишпаты, ранее выделявшиеся как нерешетчатые микроклины, по оптической ориентировке, показателям преломления, химическому составу и  $2v$  относятся нами к калиевым анортоклазам с большими углами оптических осей.

7. Устанавливается непрерывность и постепенность перехода калишпатов из моноклинной сингонии в триклинистую в результате полиморфных превращений по схеме ортоклаз  $\rightarrow$  анортоклаз  $\rightarrow$  микроклин, существенно отличающейся от той, которую предлагает М. А. Кузьмин.

8. Ортоклаз отличается несколько увеличенным углом оптических осей, что объясняется его метаморфическим происхождением.

9. Изменение сингонии кристаллов калиевого полевого шпата от моноклинной к триклинистой сопровождается появлением решетчатости и исчезновением замутненности.

10. Калишпаты в жилках и развивающийся по фенокристам одновременны.

11. Из взаимоотношения полевых шпатов видно, что по первичному плагиоклазу (автометаморфизованному) развивались ортоклаз, анортоклаз, микроклин; прозрачные полисинтетически сдвойникованные и шахматные альбиты являются более поздними минералами, чем все вышеупомянутые калишпаты.

12. Прозрачный альбит и прозрачный решетчатый микроклин харак-

терны исключительно для участков с оруденением или для зон сильных нарушений, дробления, рассланцевания и смятия, служивших подводящими путями для рудоносных растворов, поэтому наличие их в метаморфических породах может служить указателем на присутствие вблизи последних зоны с интенсивной рудной минерализацией.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белянкин Д. С. Об альбите с малым углом оптических осей с завода «Дружная горка». Доклады Академии наук СССР, 1934, т. 3, № 8—9.
2. Белянкин Д. С. К минералогии калинатитовых полевых шпатов. «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1944, № 5.
3. Бодарев А. К. О морфологии, генезисе и классификации перититов и других полевошпатовых срастаний. Труды Центрального научно-исследовательского геологоразведочного института, вып. 1, М., 1934.
4. Дьяконова С. А. и др. Е. Н. К. петрография Уссурийского края. Труды Петрографического института Академии наук СССР, вып. 6, 1934.
5. Ельин П. В. Петрография Рудного Алтая и Калбы. «Петрография СССР», 1938, т. 6.
6. Еремеев П. В. О псевдоморфических кристаллах микроклина по форме ортоклаза на Зыряновском руднике. Записки Минералогического общества, XXXV, 55 (прот.), 1889.
7. Коржинский Д. С. Жидкие включения как причина мицелиальной пегматизации полевых шпатов. Доклады Академии наук СССР, новая серия, 1940, т. 28, вып. 2.
8. Кригслукай Б. М. О микроклине плагиогранита Бабажанского массива. Труды Института геологии Киргизского филиала Академии наук СССР, 1953, № 4.
9. Кузьмин А. М. Микроклины. «Известия Томского политехнического института», 1953, ч. 74, № 1.
10. Лодчиков В. И. Минералогические наблюдения полевых шпатов и выводы из них в породах Кальмандирской волости, Зайсанского уезда, Семипалатинской области. Записки Кальмандирского минералогического общества, вторая серия, 1925, ч. 52.
11. Слонин В. К. Новые диаграммы для определения калинатитовых полевых шпатов Федоровским методом. Доклады Академии наук СССР, 1952, т. 83, № 2.
12. Никитич В. Б. Новые диаграммы для определения полевых шпатов универсальным методом Федорова. Сб.: «Универсальный метод Е. С. Федорова». Изд-во АН СССР, 1953.
13. Пилипенко П. П. Минералогия Западного Алтая. «Известия Томского университета», 1915, кн. 62.
14. Стронин М. А. Оптические свойства К — На полевых шпатах магматического и метасоматического происхождения. Труды Института геологии Киргизского филиала Академии наук СССР, 1953, № 4.
15. Тутт Ф. и Бозз Н. Л. Высокотемпературный альбит и соседние полевые шпаты. Сб.: Полевые шпаты, М., Изд-во иностр. лит., 1952.

Статья поступила в редакцию 23 ноября 1956 г.

#### РЕЗЮМЕ

Мақалада порфир, порфириод және гидротермалық жиалаларда көзделсең полевой шпат (дала шпаты) минералдары толық сыйраты келтірілген. Онымен бірге альбит және калишпаттардың генезисы, мен олардың, кейін қалай өзеген жолдарды айтылған.

Т. А. РУМЯЦЕВА

**РОЛЬ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД, СОДЕРЖАЩИХ УГЛИСТОЕ ВЕЩЕСТВО И БИТУМЫ, В ОБРАЗОВАНИИ РУЛИХИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА РУДНОМ АЛТАЕ<sup>1</sup>**

На Алтае пока не уделяется достаточного внимания роли вмещающей среды в локализации и концентрации полиметаллических руд, иногда за счет переоценки структурного фактора оруденения.

Значение тектонических структур — пликативных и особенно дизъюнктивных — в становлении рудных месторождений, безусловно, велико. При этом следует подчеркнуть основную роль структурного фактора — рудоподводящую и рудораспределющую.

Но вмещающие породы становятся решающим фактором при отложении (высадке) рудного вещества из рудноносных растворов. В этом отношении благоприятными могут быть как химические, так и физико-механические свойства среды. Необходимые для рудоотложения физические свойства вмещающей среды часто приобретают при ее тектонической подготовке, раздробленная же и нагретая теплом трения вмещающая порода становится химически более активной. В таких случаях оба эти фактора действуют в единстве.

Опыт показывает, что при осаждении руды фактор вмещающей среды, как таковой, с присущими ей свойствами, нельзя обезличивать. Ведущими в этом отношении, по-видимому, являются химические свойства вмещающих пород.

Если иметь в виду общее «родство» отдельных металлов с наиболее широко распространенными вмещающими породами описываемого месторождения, то можно сказать, что в основных эффузивных породах медь встречается чаще, чем цинк и свинец, а последние предпочитают эффузивно-туфогенные породы кислого состава.

Но особо эффективные химические свойства вмещающих пород проявляются на месторождении при отложении руды высокой концентрации. В. П. Некоров еще в 1932 г. высказал предположение о возможной зависимости степени оруденения от состава вмещающих пород месторождений Алтая [8].

Н. Н. Курук [7] и К. Н. Озеров [9] считают полевошпатовые породы наиболее продуктивными из вмещающих пород для полиметаллического оруденения.

Действительно, на крупных месторождениях Рудного Алтая (Лениногорском, Николаевском и др.), где гидротермальные изменения пород и рудный метасоматоз были интенсивными и имели широкие масштабы,

Печатается в порядке обсуждения. — Ред.

Роль карбонатных пород в образовании Рулихинского месторождения

61

труды иногда отлагались при полном замещении больших масс существенно полевошпатовых пород (главным образом туфов кислого состава), откуда при метасоматозе была вынесена не только полевошпатовая часть, но и кварц.

Там, где рудный метаморфизм проявился относительно слабо, в эффузивно-туфогенных породах кислого состава образуются прожилково-вкрашенные и вкрашенные руды и убогая вкрашенность сульфидов.

В последнем случае особенно наглядно выражено избирательное замещение сульфидами сернистых участков породы.

Из материалов изучения автором Рулихинского месторождения можно привести целый ряд примеров, когда вкрашенное сульфидное оружие в измененных процессами выщелачивания туфах кварцевых албитофильтров лягает к выделенным дорудному серпентину как в псевдоморфозах серпентина по полевому шпату и обломкам кислого вулканического стекла, так и в зонах неоднократного дробления и рассланцевания пород.

Серпентин, очевидно, обладает благоприятными для рудоотложения физическими свойствами: малой твердостью и достаточной хрупкостью, способствующими растворимости, и щелочными химическими свойствами.

Прожилки сульфидов полиметаллов собственно жильного типа обычно образуются в трещинах наиболее компетентных из рудомещающих пород — микролавридов и в участках окварцевания измененных туфов кварцевых албитофильтров.

Однако в результате детального макроскопического изучения руд месторождения в 1954 г. автором установлено, что богатые вкрашенные и сплошные<sup>2</sup> сульфидные руды Рулихинского месторождения образовались за счет метасоматического замещения карбонатных пород, содержащих органические вещества, — битуминозные известняки и углисто-карбонатные сланцы<sup>3</sup>. Микроскопические исследования и химический анализ подтвердили это.

По-видимому, аналогичное происхождение имеют богатые руды многих других месторождений Рудного Алтая, в том числе месторождений Березовско-Белуозовской зоны, а также, возможно, в некоторой части, Николаевского, Золотушинского и Зыряновского месторождений.

Хотя количественная роль упомянутых пород в разрезах Рудного Алтая (как и в общем составе земной коры) невелика, а иногда и совсем ничтожна, благодаря высокому содержанию в них полезных компонентов, в рудных зонах битуминозные карбонатные и особенно углисто-карбонатные породы в благоприятной геологической обстановке приобретают неоценимое значение.

Под благоприятными геологическими условиями автором конкретно подразумеваются следующие: структурное положение соответствующего литологического горизонта в опущенном блоке или синклиниали или рудоподводящего канала (дизьюнктивного нарушения), брекчирование или рассланцевание пород, образование полостей отслоения и сколовых трещин, наличие покрышки экранирующей пород.

Автором в районе Рулихинского месторождения установлено угловое несогласие на границе среднего и верхнего девона и трансгрессивное наложение пестрой пачки франских туфогенно-осадочных пород на размытую поверхность эффузивно-туфогенной толщи условного живетского яруса [10].

<sup>1</sup> Богатые руды с незначительным содержанием нерудных минералов.

<sup>2</sup> Приуроченность основной части руд, главной («межплаговой») рудной зоны месторождения к инзам гонититовой сенти была установлена нами в 1953 г.

В нижней половине трансгрессивной тuffогенно-осадочной пачки основания верхнего девона в пределах Рулихинского рудного поля имеется горизонт переслаивания битуминозных известняков и углисто-карбонатных сланцев небольшой мощности. В средней части горизонта залегает прослой известника мощностью в 1–1,2 м, содержащего обломки хлоритизированной глинистой породы.

Углисто-карбонатные сланцы часто содержат переменное, большей частью незначительное количество глинистого материала и иногда — редкие мелкие обломочки кварца и кислого плагиоклаза туфогенного происхождения. Мощность других прослоев известняка в горизонте переслаивания варьирует от 2–10 см до 0,35 м, в отдельных случаях они образуют мелкие линзочки, заключенные в углисто-карбонатном сланце. Мощность прослоев углисто-карбонатных сланцев колеблется от 1–2 до 10 см. В верхней части горизонта углисто-карбонатные сланцы нередко заключены в виде обломков в известняке, что можно объяснять их размывом при незначительных повышениях уровня моря; кроме того, возможно послойное тектоническое бреккирование пород — известняков с прослойками углисто-карбонатных сланцев.

Мощность горизонта переслаивания упомянутых пород уменьшается с удалением от береговой линии по направлению к открытому морю, при этом несколько меняется его положение в разрезе трансгрессивной пачки, мощность отдельных прослоев, характер и порядок переслаивания составляющих горизонт пород. Над этим горизонтом почти повсеместно располагается прослой глинисто-кремнистых туфитов и кремнисто-глинистых сланцев.

Выше прослоя глинисто-кремнистых пород залегают конгломераты из песчаников с известковистым цементом, реже — известняки, перекрывающие кремнисто-глинистыми сланцами.

Автором установлено, что основная часть запасов руды месторождения сосредоточена в описанном горизонте переслаивания, содержащем известняки и углисто-карбонатные сланцы. Поэтому горизонт можно назвать продуктивным.

Более горизонте богатые вкрашенные полиметаллические руды приурочены к прослойкам известняков, где руда метасоматически замещает известняки, главным образом в зонках их дробления и рассланцевания, а сплошные руды замещают прослой углисто-карбонатных сланцев, часто с сохранением реликтовой слоистости пород. При этом характерно, что сплошные руды образуются в виде тонкозернистых агрегатов сульфидов, как бы наследуя гранулометрический состав замещаемых пород; иногда в них выделяются мелкие прожилковидные участки несколько более крупнозернистого галенита, появляющегося позже других рудообразующих сульфидов.

В случае замещения рудой известняков с обломками углисто-карбонатных сланцев по последним образуются сплошные тонкозернистые руды в виде угловатых участков с четкими границами, а в связующей карбонатной массе известняка отлагается вкрашенная полиметаллическая руда; заключающиеся в известняке обломки хлоритизированной глинистой породы почти безрудны. В таких случаях текстура руд брекчевидная.

В конгломератах продуктивного горизонта сплошной и богатой вкрашенной рудой замещается галька углисто-карбонатной породы и известняка.

В экранирующем прослое глинисто-кремнистых пород, обладающих низким коэффициентом фильтрационного эффекта и в практическом от-

ношении химически инертных, наблюдается резкое снижение содержания полиметаллов по сравнению с подстилающими его породами. В лежащих выше конгломератах содержание полезных компонентов снова увеличивается, хотя и не является богатым. Следовательно, прослой глинисто-кремнистых пород не представляет собой полностью непроницаемую перегородку.

Поскольку отдельные прослои углисто-карбонатных сланцев малоизвестны и прерывисты вследствие выклинивания их по простиранию, то об разующиеся по ним тела сплошных сульфидных руд обычно имеют форму плоских линз.

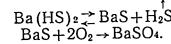
Общеизвестно, что карбонатные породы благоприятны для рудоотложения в силу своей способности к растворению. Кроме того, здесь, очевидно, имеют большое значение их химические свойства; растворение карбоната — соли слабой кислоты и сильного основания — повышает щелочность раствора [5], щелочная же среда благоприятствует выпадению сульфидов полиметаллов. В то же время, как отмечает А. Г. Бетехтин, реакция окисления «гораздо легче протекает в щелочных растворах» [1], что и наблюдалось в наших полиметаллических рудах: перед выделением рудных минералов происходит отложение барита, который полностью вытесняет карбонат (кальцит) замещаемой породы.

Большинство исследователей предположительно принимает, что гидротермальные растворы, генетически связанные с гранитоидами, имеют щелочной или слабо щелочной (ближайший к нейтральному) характер.

В результате взаимодействия растворов с вмещающими породами, охлаждения растворов и снижения давления при трещинообразовании происходит окисление первично щелочных растворов, что в определенные периоды пристанавливает процесс отложения сульфидов.

Такое окисление гидротерм имеет место на изученном месторождении при выделении барита, которое предшествует отложению сульфидов, когда образуется высокий продукт окисления серы — катион  $S^{4+}$ , входящий в состав комплексного аниона  $[SO_4]^{2-}$ . Образуется сильная кислота  $H_2SO_4$ , растворяющая соли  $Na$ ,  $K$ ,  $Mg$ ,  $Fe$  более слабых кислот — кремнеземистой, угольной и других. Поэтому там, где этот процесс прошел особенно интенсивно, мы не видим первичных минералов вмещающих пород.

И. Бок [2] указывает, что с падением давления при наличии свободного кислорода ( $O_2$ ) окисление серы в гидротермальном растворе, содержащем сульфогидрат бария, происходит по следующей схеме:



По-видимому, реакция окисления по этой схеме возможна при интенсивном удалении из системы  $H_2S$ , что происходит при относительно высокой температуре, когда растворимость  $H_2S$  невелика, и в условиях окислительной обстановки, в которой  $S^{2-}$  — неустойчив.

Окислительный процесс здесь, вероятно, происходит в основном за счет химически активной углекислоты, выделяющейся при разложении карбоната вмещающей породы, а также, возможно, частично и за счет  $CO_2$ , образующегося при разложении аниона  $[CO_3]^{2-}$  и кислорода, имеющегося в верхних зонах земной коры.

Однако процесс окисления, очевидно, дальше отложения барита нешел благодаря наличию во вмещающих породах сильных восстановителей — углеродистого вещества и битумов. По мере возникновения  $CO$

(в результате окисления углерода) снижалась окисляющая способность  $\text{CO}_2$ .

Ограниченный характер процесса окисления определил существенное преобладание сульфида цинка в полиметаллических рудах.

После очередного импульса трещинообразования (в частности, фиксирующегося в деформации выделений барита) поступают новые порции гидротермальных рудоносных растворов, богатых  $\text{H}_2\text{S}$ , растворимость которого в воде и, согласно А. Г. Бетехину [1, стр. 171] его диссоциация, увеличивается с падением температуры. Концентрация  $\text{H}_2\text{S}$  в растворе была наиболее высокой восстановительной среде. Такой средой послужили к этому моменту баритизированные, содержащие битумы известняки и углисто-карбонатные сланцы. Углисто-карбонатные породы обладали большим количеством восстановителя, поэтому в них была возможна наибольшая концентрация  $\text{H}_2\text{S}$ . Концентрация  $\text{H}_2\text{S}$  в этих породах, вероятно, отчасти могла повышаться в результате образования его на месте сеч серы органическими веществами.

Высокая концентрация ионов  $\text{H}_2\text{S}$  привела к интенсивному выпадению сульфидов тяжелых металлов. Барит частично был растворен, вынесен в виде  $\text{BaS}$  и в окислительных условиях снова отложен в мелких прожилках.

Следует отметить, что в рудной зоне имеются прослои и угловатые участки сплошной руды, обогащенной халькопиритом, которые, возможно, образовались при метасоматическом замещении углисто-карбонатных сланцев, содержащих тонкораспыленный, более ранний, возможно, осадочный происхождения пирит.

При замещении рудой битуминозных известняков и углисто-карбонатных сланцев содержащиеся в них восстановители не были полностью израсходованы. Химический анализ проб сплошных полиметаллических руд показал содержание их углеродистого вещества до 2%, битумов до 0,15% (Институт химических наук Академии наук Казахской ССР, аналитики Ф. И. Бастрыкина и К. Е. Монсеева).

В процессе дальнейшего рудоотложения с образованием нерудных минералов концентрация ионов  $\text{S}^2-$  периодически меняется, в соответствии с чем выделяется несколько стадий этого процесса.

При детальном изучении месторождения в целом автором пересмотрено свое прежнее представление о строении участка цинкового оруднения и выяснено, что цинковые руды в основном также приурочены к карбонатным породам.

В связи с установлением избирательного замещения богатыми вкрашенными и сплошными сульфидными рудами карбонатных и углисто-карбонатных пород под экраном глиннисто-кремнистых сланцев большой интерес приобретает вопрос изучения распределения морских тuffogenетической фации и расположения береговой линии [10] как в гониатитовой свите, так и в других палеозойских породах. В частности, могут оказаться перспективными в соответствующих условиях углисто-глиннисто-карбонатные сланцы каменевской свиты, карбонатные туффиты с прослоями углисто-сланцев снегиревской свиты верхнего девона в Иртышской зоне смятия (Т. А. Румянцева, 1952).

Основные рудные тела Березовского и Белоусовского месторождений залегают в толще прихотливо линзовидных карбонатных и углисто-карбонатных сланцев с примесью карбонатного материала, мергелистых и карбонатных сланцев. В карбонатных прослоях присутствует примесь углисто-вещества. Макроскопические наблюдения над образцами орудненных пород Березовского месторождения после изучения руд Рулихинского месторождения убеждают в том, что и здесь произошло изби-

#### Роль карбонатных пород в образовании Рулихинского месторождения

рательное замещение богатыми рудами карбонатных пород, содержащих углистое вещество, а также, возможно, и битумы.'

То, что сульфидное оруднение предпочитает породы, содержащие углистое вещество, на Березовском месторождении отмечают также М. В. Тащицкина (1952), Ф. И. Вьюнов (1952):

П. Ф. Иванкин при перечислении различных пород Березовского месторождения по убывающей склонности к замещению сульфидами ставит карбонатные углистые филлиты на одно из первых мест, считая наиболее благоприятными для рудного замещения «различные карбонатные сланцы и брекции доломитизированных известняков» [3].

На возможную роль углисто-глиннистых сланцев в локализации Березовского и многих других полиметаллических, а также медных и редкометальных месторождений Алтая указывают Н. Г. Сергеев и М. В. Тащицкина [11], но они предполагают физическое (электрическое) положительное влияние углистого вещества на рудный процесс. Авторы ссылаются на целый ряд исследователей, высказывающих о связи оруднения с углистым веществом, битумами и другими органическими примесями.

На Николаевском месторождении межклипстовая часть главного рудного тела в лежачем боку, обогащенном медью, также, возможно, образовалась по тuffogenеточно-осадочной карбонатной породе, содержащей углистое вещество.

Судя по характеру расположения и взаимоотношений с вмещающими породами, возможно, что часть богатых руд Золотушинского и Зыряновского месторождений образовалась за счет метасоматоза тuffогенных или осадочных карбонатных пород, содержащих органические вещества.

На Золотушинском месторождении залежи богатых руд располагаются согласно с напластованием пород, «в большинстве случаев руды замещают линзы и прослои туфов и туфлитов, особенно в местах частой перемежаемости пород» [3]. С. А. Горжевской отмечается полосчатая текстура руды, по-видимому, унаследованная первичной сплошностью пород (1954).

На Зыряновском месторождении (подобно Рулихинскому) линзы сплошных и богатых вкрашенных руд группируются в промышленные зоны, параллельные друг другу. Они приурочены к контакту двух свит среднего девона, имеющих у контакта пестрый осадочно-вулканогенный состав, причем верхняя — маслянская — свита в нижней части представлена известковистыми, реже кремнистыми алевролитами» [4].

Между тем, геологами Всесоюзного аэрогеологического треста в сводном отчете по теме «Поисковые критерии и поисковые признаки полиметаллических месторождений Рудного Алтая» при характеристике стратиграфо-литологического контроля оруднения ничего не сказано о стратиграфии пород отсутствуют даже известняки и другие карбонатные орудненные породы, как таковые. «Рудоактивизующая роль сплошных толщ, полные породы, обусловлена многочисленностью контактов между различными породами» (Б. Р. Мазина, 1954). Следовательно, главное значение придается структурным особенностям сплошных пород.

Подобно этому, полосчатые структуры руд месторождений Иртышской зоны смятия объясняются ими дорудной сланцеватостью, а не первичной сплошностью исходных пород. «Образование их обусловлено, как впервые правильно подметили П. Ф. Иванкин и П. М. Кобзарь, своеобразными условиями отложения рудного вещества в сланцеватых породах»... (М. С. Бессмертная, 1954).

С. А. Горжевской (1954) в описанном выше горизонте богатых руд

Рулихинского месторождения, образовавшихся, по ее мнению, за счет туф кислого состава, подмечены лишь псевдобрекчевые текстуры, «ко-торые отражают текстуру замещаемых агломератных туфов».

В действительности, по-видимому, в большинстве случаев полосчатые текстуры руд полиметаллических месторождений Алтая прямо или косвенно воспроизводят первичную слоистость субстрата и чаще всего обусловлены избирательным замещением словес наиболее благоприятных для замещения пород (карбонатных пород, содержащих углистое вещество или битумы).

К перечисленным выше месторождениям, упомянутым в связи со значением в их становлении битуминозных карбонатных и углисто-карбонатных пород, можно, предположительно, присоединить Пневское месторождение на Южном Алтае и некоторые месторождения Карагату, в частности Айсанайское.

На Пневском месторождении наибольшее полиметаллическое оруденение приурочено к тонким прослойям темных, вероятно битуминозных, известняков.

Для Айсанайского месторождения Д. С. Кунаевым описана полосчатая текстура богатых руд, совпадающая со слоистостью вмещающих пород — тонкоклитнических черных доломитов [6]. Возникновение полосчатости в рудах Д. С. Кунаева объясняется проникновением рудоносных растворов по плоскостям напластования. Не исключено, что и в этом случае для рудообразования большее значение имеют химические свойства вмещающих пород — черных доломитов, по-видимому, содержащих битумы или углистое вещество, неравномерно распределенные в слойстой пачке.

При избирательном замещении рудой упомянутых пород возможно также и адсорбирующее их действие на рудные вещества гидротерм.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бегетшин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, М., 1955.
- Бок И. И. О процессе отложения вещества из гидротермальных растворов. Труды Казахского горнometаллургического института. Вып. 13. Алматы, Изд-во АН КазССР, 1957.
- Иванкин П. Ф. Структура и вопросы генезиса полиметаллических месторождений. Принтишша (автореферат). Алтайский горнometаллургический институт Академии наук Казахской ССР, Усть-Каменогорск, 1952.
- Куюпов А. К. К вопросу генезиса полиметаллического оруденения Зиряновского района. «Известия Академии наук Казахской ССР», серия геологическая, 1954, № 18.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. Основные проблемы учения о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, М., 1955.
- Кунев Д. С. О полиметаллических рудах Айсанайского месторождения. «Известия Академии наук Казахской ССР», серия геологическая, 1956, № 23.
- Курек Н. Н. и Буроев П. П. Риддерская группа месторождений на Алтае, «Цветные металлы», 1959, № 3—4.
- Некоровев В. П. Тектоника и металлогения юго-западного Алтая. «Известия Всесоюзного геологоразведочного объединения», 1952, т. 1, вып. 15.
- Озеров К. Н. О роли выщелачивающих горных пород в локализации эпигенетических месторождений полезных ископаемых и нефть-битумогидротермального происхождения. «Вестник Ленинградского университета», 1949, № 5.
- Румянцева Т. А. Новые данные по геологической истории Принтишского района Рудного Алтая. «Известия Академии наук Казахской ССР», серия геологическая, 1957, № 26.
- Сергин Н. Г. и Ташиний М. В. О возможной роли углисто-глинистых сланцев в локализации полиметаллических месторождений Алтая. «Доклады Академии наук СССР», 1953, т. ХСII, № 3.

Статья поступила в редакцию 25 ноября 1956 г.

ИЗВЕСТИЯ  
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР  
Серия геологическая  
1957 Вып. 2 (27)

М. С. БЫКОВА, Д. Н. КАЗАНЛИ

#### СВЯЗЬ СТРУКТУРЫ ГРАВИМЕТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА С РАННЕГЕРЦИНСКИМИ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫМИ ОБЛАСТЯМИ

В течение последних лет одним из авторов — М. С. Быковой — был произведен анализ геологических материалов и результатов тематических исследований на территории Центрального Казахстана с целью выяснения закономерности размещения литофациальных областей в период времени от верхнего девона до среднего карбона и попутного выяснения степени объективности установления в настоящее время подобного рода закономерностей.

Несмотря на ощущавшийся во все время исследования недостаток фактического материала, оказалась возможным достаточное отразить закономерности размещения литофациальных комплексов на территории Центрального Казахстана в рамках карты 1 : 500 000 для следующих этапов истории геологического развития: франк, фамен, этаж, нижнее турне, среднее турне, верхнее турне, нижнее визе, среднее визе, верхнее визе, намор — и производить деление территории Центрального Казахстана на регионы с характерным для каждого из них типом геологического развития.

В дальнейшем, при поисках схем структурно-тектонического развития Центрального Казахстана, для сравнения и параллелизации с истолченной развитию и морфологией фациально-стратиграфических регионов была, между прочим, рассмотрена схема структурно-геофизического районирования Центрального Казахстана (Д. Н. Казанли, 1955) вместе с вытекающей из анализа геофизических данных схемой структурной классификации регионов и анализом связи гравиметрического поля с фациально-тектоническими комплексами: При сопоставлении установленных на основании анализа стратиграфических разрезов и литофациальных комплексов характерных регионов с данными структурно-геофизического районирования взаимное соответствие структур оказалось настолько полным, что не было никакой возможности объяснять это простым случайным совпадением. В качестве наиболее объективного вывода из этого сопоставления вытекало то положение, что «соответствие геофизического (главным образом, гравиметрического) поля литофациальным комплексам является новой важной закономерностью, использование которой представляется весьма перспективным для дальнейшего геологического изучения как Центрального Казахстана, так и других областей».

Поскольку полному изложению результатов анализа палеогеографических условий в девон-карбоне и размещению на территории Цент-

рального Казахстана лиофациональных комплексов посвящается специальная большая работа, то явилось целесообразным отдельное опубликование совместных выводов авторов, полученных из сопоставления структурно-геофизического и фациально-стратиграфического районирования. Этим выводом и краткому изложению основных сопоставлений и посвящена настоящая работа.

Прежде чем перейти к необходимому, в рамках статьи, краткому изложению особенностей каждого лиофационального типа стратиграфических разрезов и особенностей развития соответствующих регионов, остановимся на причинах, обусловивших выбор определенного отрезка времени из геологической истории Центрального Казахстана для нашего анализа.

В настоящее время различными исследователями Центрального Казахстана насчитываются для этой территории до шести этапов геосинклинального развития. Шесть этапов геосинклинального развития для Центрального Казахстана устанавливает автор последней крупной работы по геологии и тектонике Центрального Казахстана — Р. А. Борукаев (1955).

В то же время в плане крупных черт истории развития Центрального Казахстана различается этап, охватывающий верхний протерозой и нижний палеозой, за время которого на территории Центрального Казахстана были сформированы структуры, соответствующие этим структурам литологические формации, присущие геосинклиналям нормально-го развития.

Структуры эти существенно линейные (голоморфные, непрерывные). Они образуют определенный, ясно выраженный структурный ярус Центрального Казахстана. Последующие этапы тектонического развития сформировали своеобразный, различающийся в деталях, но в общем обладающий значительными чертами сходства и наиболее поддающийся изучению раннегерцинский комплекс литологических формаций. Формирование этого верхнего и наиболее изученного комплекса литологических формаций Центрального Казахстана происходит в сравнительно изометрических блоках, для которых ясно просвечивает существенно динамическая природа их ограничений. Иными словами, формирование этого раннегерцинского комплекса формаций происходило на раздробленном субстрате комплексов предыдущих, верхнепротерозойских-нижне-палеозойских формаций.

Рассматриваемый в настоящей статье комплекс раннегерцинских литологических формаций образовался в период времени от верхнего девона до среднего карбона. Этот интервал геологического времени характеризуется ясно выраженным трансгрессивным этапом, имевшим место за время от верхнего девона до верхов турне, и так же ясно выраженным регressiveным, охватывающим время от турне до намюра. Последний регressiveный этап является вместе с тем началом нового, существенно континентального этапа в геологической истории Казахстана — этапа почти полного замырания колебательных и дифференцированных движений и отсутствия, возникновения сколько-нибудь существенных областей аккумуляции.

С движением этого последнего этапа субгеосинклинальной тектонической активности земной коры на территории Центрального Казахстана связано внедрение наиболее продуктивных в металлогеническом отношении интрузий пермских (пфальцских) гранитоидов и вообще широкое развитие в юго-восточных частях региона своеобразного интрузивно-эффузивного вулканизма. Поэтому выяснение особенностей этих позд-

них движений, а также стратиграфии и литологии толщ, синхронных этим поздним движениям, имеет особое значение.

Важность изучения формаций этого этапа (девон-карбон) подчеркивается наличием характерной железо-магнитной формации Атасу, приуроченной к верхам фамена, и приуроченностью к красноцветной формации верхнего девона осадочных месторождений меди. К рассматриваемому этапу геологической истории Центрального Казахстана относится формирование богатейших угольных месторождений Карагандинского бассейна.

Из всего этого ясно, какое огромное практическое значение имеет как можно более полное и детальное познание стратиграфо-фациальных закономерностей и особенностей тектоники этого периода геологической истории.

#### I. Общие закономерности геологического развития территории Центрального Казахстана за время от фамена до намюра

В франское время на большей западной части территории Центрального Казахстана происходило накопление красноцветных континентальных толщ песчаников и конгломератов. Только в юго-восточной части территории, прилегающей к периферийским зонам Зайсанской геосинклинали, отлагались морские терригенные, частично эфузивные осадки. В целом же франское время характеризуется довольно значительной выдержанностью и однородностью фаций (рис. 1).

Эпоха фаменской трансгрессии характеризуется проникновением моря в пределы западной континентальной области и возникновением на всей территории к северу от линии Тениз-Селеты, в Бет-Пак-Дале и Чингизе, областей сноса. На большей захваченной трансгрессией части запада Центрального Казахстана формируются карбонатные фации, а на юго-востоке — морские вулканогенные и терригенно-вулканогенные фации (рис. 2).

Время отложения слоев этрена характеризуется большей по сравнению с фаменом разнородностью фаций. Это была эпоха временной пристановки развития трансгрессии на большей части Центрального Казахстана.

Для юго-восточного Казахстана в это время фиксируется перерыв. В остальной части Центрального Казахстана в общем наблюдаются два типа фаций, а именно появление в центральной части специфических фаций постидиевых слоев типа кремнисто-карбонатных глинистых илиловых впадин (26, стр. 306).

На оставшейся территории формировалась преимущественно карбонатные осадки. В это же время наблюдается появление лагунных гипсонасочных фаций южнее оз. Тениз и на юге Бет-Пак-Далы. Сравнительно с фаменом море в этрена отступило на юг; произошло расщепление и затопление морем континентального массива, протягивавшегося в фамене до Джезказгана до Балхаша. От этого массива в этрена осталась только часть, соответствующая зоне Чу-Илийских гор. Одновременно на значительной части основной области фаменской трансгрессии (между Селеты, Тенизом и Карагайлы) произошло заметное обмеление морского бассейна и увеличение в осадках примеси терригенного материала.

В нижнем турне на территории Центрального Казахстана получила развитие новая волна трансгрессии. Отложения этого подъяруса характеризуются большой однородностью фаций, а именно широким распространением морских карбонатных толщ. Этот тип фаций имел распространение на всей территории Центрального Казахстана, за исключе-

чением юго-восточной части (северо-восточное Прибалхашье, начиная от Токрауского рубежа), где в это время формировались морские вулканогенные и даже континентальные осадки. Имел место следующий характер развития трансгрессии: границы нижнетурнейского моря не продвинулись на северо-запад сравнительно с эренским временем, но большинство островных участков суши перестало существовать или в значительной степени сократилось по площади.

Среднее турне является временем максимального распространения нижнекарбоновой трансгрессии. Отложения этого подтипа характеризуются большой однородностью фаций и умеренной мощностью, выдержанной на значительных площадях. Особенности отложений указывают на выравнивание, замирание дифференциальных движений (за исключением Ченгиз-Тарбагатайского региона) и даже наличие новообразованных участков поднятий (между Карагандой и Успенской мульдой и к северо-западу от Баян-Аула). Однако в этом этапе максимального развития трансгрессии сохранилась Акчатау-Актогайская область сноса. Опускался охватили большую часть Северного Казахстана. Значительно сократилась область Нура-Кулан-Утmessкой фаменской суши, Иртышской суши и позитивных областей Улутау-Арганаты и Восточной Бет-Пак-Далы.

Верхнее турне является переломным этапом в истории раннегерцинского времени Центрального Казахстана. В верхнем турне ясно начинает вырисовываться начало регressiveной части геологической истории раннегерцинского времени. Отложения верхнего турне Центрального Казахстана характеризуются уже значительной разнородностью фаций. Широкое распространение получают в центральной части рассматриваемой территории вилото до Прибалхашья угленосные прибрежно-морские фации, а на западе — терригенно-карбонатные прибрежно-морские фации.

Среди осадков раннегерцинского этапа Центрального Казахстана ведущими фациями до верхнего турне были морские и прибрежно-морские карбонатные; с верхнего же турне ведущими фациями становятся прибрежные, угленосные и терригенные.

В промежуток времени от верхнего турне до среднего визе на территории Центрального Казахстана размещение областей поднятий и погружений и литофациональный состав отложившихся осадков изменились сравнительно мало. Преобладание восходящих движений наиболее интенсивно протекало в Центральном Карагандинском регионе; продолжали опускаться Карагандинская, Борлинская, Тениз-Коржункульская и Экибастузская впадины, заполнившимися прибрежными и континентальными осадками. В пределах северо-восточного Прибалхашья отмечается ослабление вулканической деятельности. Существенным изменением устроства поверхности концу нижневизейского времени явилось смыкание островных участков суши в северо-восточной части Центрального Казахстана в сплошную область сноса, протягивающуюся от современной Иртышской впадины до широтного участка р. Нуры и охватившую полностью бассейны рек Оленты и Шидерты (рис. 3).

Среднее визе на территории Центрального Казахстана ознаменовалось уходом моря почти со всей территории к югу от линии Улутау — Караганда — Бан-аул (к югу от Успенско-Каркаралинской зоны). Эта регрессия явилась выражением саурской фазы тектонических движений, охвативших весь герцинский геосинклинальный Урало-Сибирский пояс (Тянь-Шань саурская фаза повсеместно обусловила глубокий разрыв). Фации среднего визе Центрального Казахстана являются уже значительно более разнообразными, чем турнейские. В центральной части

Центрального Казахстана распространены угленосные фации, на западе широко развиты лагунные, отсутствуют полностью морские вулканогенные, появился угленосно-вулканогенные и терригенно-вулканогенные. Вообще площадь всех морских фаций резко сократилась, а прибрежно-континентальных, лагунных и терригенных — расширилась, значительно усиливась и вулканогенная деятельность (особенно наземная).

Верхнее визе характеризуется, как и среднее визе, большим разнообразием фаций. Важным явлением геологической истории верхнего визе является возникновение обширной континентальной области, охватившей крайний северо-восток Центрального Казахстана и почти всю территорию, заключенную между параллелями Караганды и Балхаша. В связи с этим оконтурилась обширная область типа мелкого морского залива, в которой отложились прибрежно-континентальные и прибрежно-морские терригенно-карбонатные фации.

В отличие от начальных этапов раннегерцинской истории развития ( $D_1^3$  —  $D_2^3$ ), когда происходила стабилизация, как областей сноса, всей территории Северного Казахстана и крайней южной зоны Центрального Казахстана, прилегающей к Балхашу, в верхнем визе (и далее в наиморе) область прогибания продвинулась к северу, причем зоны негативных движений распространялись от севера — до области развития древних гранитондов Зерендинского массива. В очертаниях областей поднятий и опусканий явно проявляется субширотная линейная зона главного разлома Успенско-Каркаралинской системы, вследствие чего в верхнем визе началось разобщение Джезказган-Бетпакдальинской и Тениз-Терсакканской областей аккумуляции.

Наморской ярус на территории Центрального Казахстана представлен преимущественно однообразными континентальными толщами без сколько-нибудь заметного участия морских фаций. Только на западе и юго-западе — в Приинимре и Джезказгане — имело место отложение морских прибрежных, преимущественно терригенных осадков. На большей части Центрального Казахстана осадконакопление отсутствовало вовсе. В наморское время были сформированы верхние угленосные свиты Карагандинского бассейна — надкарагандинская, долинская, частично наддолинская (рис. 4).

Вышеизложенные кратко обобщенные фактические данные о последовательности развития территории Центрального Казахстана позволяют сделать выводы общего характера.

Наблюдается следующая закономерность в изменении положения областей сноса и накопления: в начале цикла в франсском время континентальная область накопления терригенных красноцветов располагалась на западе и основное направление сноса было с запада на восток. В наморское время области сноса и континентального осадконакопления была на востоке, а основные области аккумуляции — на западе, юго-востоке и юге.

В рамках настоящей работы особо важно подчеркнуть следующие закономерности.

Анализ изменения расположения областей аккумуляции и сноса и фаций отложений указывает на то, что в раннегерцинское время на территории Центрального Казахстана наряду с участками, испытывавшими движение разных знаков и бывшим то областями аккумуляции, то областями сноса, существовали островного характера площасти, бывшие во все рассматриваемое время либо областями погружения, либо областями поднятий. Эти участки показаны на схеме совмещения структурно-геофизического и фациально-стратиграфического районирования (рис. 5).

Как видно из рисунка 5, областями консервативного режима движений в основном являлись:

1. Постоянные области сноса с выходами докембрия. Они расположены по периферии Центрального Казахстана, — это в основном давно уже охарактеризованные «древние антиклинарии» Кокчетавского массива, Улутау-Карсакпайской гряды, Чу-Илийских гор, Чингиз-Тарбагатайский антиклинарий. Кроме того, ряд постоянных островного характера областей сноса был расположен вдоль Успенско-Каркаралинской зоны смятия, в районе Акчатау — Актогая.

11. Области преобладающих интенсивных погружений и постоянного осадконакопления — это узкие овала, расположенные вдоль Улутау-Карсакпайской гряды и параллельно Чингиз-Тарбагатайскому антиклинарию. Кроме этих областей с режимом существенного погружения, имели место аналогичные узкие широтные зоны северо-восточного направления, погружающиеся вдоль основных так называемых глубинных разломов.

В развитии процесса движений в раннегерцинское время и в характере этих движений усматриваются следующие закономерности:

1) Особенности перехода между этапами движений. Начальная стадия каждого этапа характеризуется развитием дифференцированных движений с преобладанием исходящих движений. Конечные стадии каждого этапа характеризуются выравниванием — преобладанием движения одного знака.

2) Особенности характера нарастания движений. Нарастание преобладающих движений происходит скачкообразно, с временным усиливением в моменты скачков, на границах или внутри отдельных стадий движений, направленных противоположно основному движению этапа движений.

3) Особенности движений Чингиз-Прибалхашской провинции. В Чингиз-Прибалхашской провинции скачкообразные изменения сопровождались проявлением пликативных движений, т. е. смятий (не играющих значительной роли в структуре стратифицированных толщ раннегерцинского времени Центрального Казахстана) и внедрением интрузий (саурская фаза).

4) Прерывистый ход девон-карбоновой трансгрессии. Каждой фазе дальнейшего расширения трансгрессии предшествовало более или менее длительное наличие восходящих движений на опускающейся терригенин. Таких перерывов в трансгрессии было два: 1 — конце фамена, перед фаменской трансгрессией и 2 — в конце фамена и в этрене, перед нижнетурнейской трансгрессией (перед турнейской трансгрессией имело место развитие прибрежно-лагунных фаций и фаций иловых впадин).

5) Скачкообразность регрессии. Эта скачкообразность выражена особенно отчетливо в Чингиз-Прибалхашском регионе в регрессивном этапе в середине визе и перед наморем. В обоих случаях имели место перерывы, размыты и складчатость.

Особенности развития регрессивного и трансгрессивного этапов в раннегерцинское время в отдельных регионах Центрального Казахстана определили для них своеобразие типов разрезов. Это своеобразие типов разрезов определялось в основном особенностями тектонического развития тех или иных участков (при общих климатических и палеогеографических чертах).

Многообразие разрезов раннегерцинского этапа Центрального Казахстана позволяет сгруппировать их в десять фациально-стратиграфических типов, присущих тем или иным регионам и характеризующих

прежде всего, особенности геотектонического режима каждого участка, выделенного по принципу единства и характерности разреза.

Ниже приведена их краткая характеристика (номера соответствуют номерам схемы совмещения, рис. 5).

1. Северо-Казахстанский тип разреза. Отсутствие в разрезе фаменских и этренских отложений. Трансгрессивное и складчато-несогласное залегание континентальных терригенных отложений нижнего турне на франских и более древних толщах. Развитие угленосных (обычно слабоугленосных) фаций в верхнем турне и нижнем визе. Преобладание лагунных и прибрежно-континентальных фаций со среднего визе. Умеренная максимальная мощность всего разреза — 2600 м, с довольно значительными колебаниями мощностей различных фаций одновозрастных членов разреза на площади региона.

2. Пришымский тип разреза. Отсутствие в разрезе франских, фаменских, этренских и нижнетурнейских отложений. Трансгрессивное и складчато-несогласное залегание отложений прибрежно-морских фаций среднего турне на нижнем палеозое. Слабая угленосность нижнетурнейских отложений. Весь нижний карбон представлен в прибрежно-морских и морских терригенно-карбонатных и терригенных фациях. Небольшая максимальная мощность всего разреза — 550 м, с незначительными колебаниями мощностей различных фаций одновозрастных членов разреза на площади региона.

3. Тениз-Терсакканский тип разреза. Непрерывный, за единичным исключением, разрез между фаменом и нижним карбоном, представленный морскими, реже — лагунными и карбонатными фациями. Нижний карбон до верхнего визе представлен морскими и прибрежно-морскими фациями. Угленосность — с верхнего визе, начиная с которого в разрезах преобладают лагунные терригенные и континентальные слабоугленосные фации. Значительная максимальная мощность всего разреза — 4900 м, главным образом, за счет большой мощности верхних лагунно-континентальных толщ. Резкие колебания мощностей отложений различного одновозрастных фаций членов разреза на площади региона.

4. Джезказганский тип разреза. Непрерывный, за местными исключениями, разрез между девоном и нижним карбоном. Большая максимальная мощность карбонатных морских фаций фамена и турне. Весь разрез, начиная с фамена и до намора, — морские и прибрежно-морские карбонатные и терригенно-карбонатные фации. С намором преобладают лагунные терригенные фации. Большая максимальная мощность разреза — 6000 м, главным образом за счет необычно больших максимальных мощностей морских карбонатных отложений нижней половины разреза. Резкие колебания мощностей одних и тех же фаций одновозрастных членов разреза на площади региона.

5. Карагандинский тип разреза. Непрерывный разрез между девоном и нижним карбоном. Франские отложения представлены континентальной и прибрежно-континентальной фаунистически охарактеризованными фациями. Преобладание морских карбонатных фаций с фамена до верхнего турне. С верхнего турне до верхнего визе — широкое развитие прибрежных угленосных и лагунных терригенных фаций. В верхнем визе и наморе — преобладание континентальных угленосных и слабоугленосных фаций. Большая максимальная мощность всего разреза — 6000 м, в основном, за счет больших мощностей угленосных толщ. Резкие колебания мощностей, в основном, угленосных фаций на площади региона.

6. Атасу-Кайрактинский тип разреза. Непрерывный разрез, местами — слабое складчатое несогласие между фаменом и нижним карбо-

ном. Преобладающее развитие специфических карбонатно-кремнистых, карбонатно-кремнисто-глинистых и марганцево-железорудных фаций иловых владин в фамене и эгрене. Развитие лагунных терригенных фаций с верхним турне. Появление вулканогенных фаций в верхнем визе и наиморе в тех разрезах, где они не уничтожены эрозионным срезом. Умеренная максимальная мощность разреза — 3600 м, без особенно резких колебаний мощности различных фаций одновозрастных отложений, за исключением франкеса, на площади региона.

7. *Северо-Бетпакдалинский тип разреза*. Отсутствие фамена в разрезе верхнего девона. Трансгрессивное наложение карбонатных морских отложений на франкесские краснокрасные. Небольшая мощность нижней, карбонатной, части разреза карбона. Лагунные, лишенные морской фауны терригенные фации с нижнего визе. Небольшая максимальная мощность всего разреза 1470 м, возможно, за счет отсутствия благодаřа эрозионному срезу его верхней части. Умеренные колебания мощностей одновозрастных отложений различных фаций на площади региона.

8. *Западно-Прибалхашский тип разреза*. Отсутствие в разрезе фамена, часто и франка, а также эгрена и нижнего турне. Трансгрессивное или складчато-несогласное наложение нижнего карбона на эфузивные породы нижнего-среднего девона. Отсутствие морских карбонатных фаций. Развитие прибрежных угленосных фаций в верхнем турне и нижнем визе. Со среднего визе развитие исключительно лагунных и континентальных терригенных фаций, проявление слабой вулканической деятельности, иногда небольшой перерыв и размы в основании среднего визе. Умеренная максимальная мощность всего разреза 3000 м при резких колебаниях мощностей, иногда одинаковых и тех же фаций, одновозрастных членов разреза на площади региона.

9. *Восточно-Прибалхашский тип разреза*. Перерывы в разрезе между франком и фаменом, фаменом и нижним турне, средним и верхним турне, нижним и средним визе. Отсутствие в разрезе эгрена, иногда франка и нижнего турне. Складчато-несогласное, местами трансгрессивное наложение среднего визе на все подстилающие отложения до нижнего палеозоя включительно (проявление саурской фации). Слабоскладчатое несогласие между наимором (?) и верхним визе. Весь разрез — в морских, реже прибрежно-морских, терригенно-вулканогенных и вулканогенных фациях. Большая максимальная мощность разреза с очень резкими колебаниями мощностей отложений, часто одновозрастных фаций одновозрастных отложений на площади региона.

10. *Чингиз-Гардагатайский тип разреза*. Отсутствие в разрезе фамена, часто эгрена и нижнего турне, трансгрессивное, складчато-несогласное залегание нижнего карбона на прибрежно-морской и континентальной терригенных фациях франка и на более древних отложениях. Небольшая перерыв между средним и верхним турне. Весь нижний карбон представлен литологически однообразными терригенными и терригенно-вулканогенными преимущественно морскими фациями. Перерывы и слабая складчатость между верхним визе и наимором. Очень большая выдержанная мощность всего разреза до 11000 м (?), без резких колебаний мощностей одновозрастных членов разреза на площади региона.

Что «Как видно из приведенных «характеристик» пять из выделенных «фациально-стратиграфических типов» разреза — Северо-Казахстанский, Джекказганский, Карагандинский, Восточно-Прибалхашский и Чингизский — отличаются друг от друга значительно более резко, чем остальные типы, как бы «совмещающие отдельные» признаки разрезов смежных с ними регионов. Особенно резко отличаются Восточно-Прибалхашский и Чингизский типы разрезов от всех остальных: своей «чуть ли не

единственной мощностью и типично геосинклинальным набором фаций». Это позволяет выделить в пределах рассматриваемой территории Центрального Казахстана две самостоятельные геологические провинции: собственно Центрально-Казахстанскую и Чингиз-Прибалхашскую, отличающихся всем ходом своего геотектонического развития.

Из восьми рассмотренных типов стратиграфических разрезов Центрально-Казахстанской геологической провинции (№№ 1—8), характеризующих ее восьмь регионов, основными являются: Северо-Казахстанский, Джекказганский, Карагандинский и Северо-Бетпакдалинский. Прийшими и Тенис-Терсакканский совмещают в себе признаки разрезов: первый — Северо-Казахстанского, а второй: в низах — Джекказганского, а в верхах — Карагандинского. Атасу-Кайрактынский, особенно в нижней части, близок к Карагандинскому, а Западно-Прибалхашский — в основном к Северо-Бетпакдалинскому разрезу.

Таким образом, очевидно, что в основе выделенных регионов, отличающихся типами своих стратиграфических разрезов, лежат не вполне равнозначные факторы, что нужно иметь в виду при сопоставлениях с данными геофизики, которые, вероятно, в ряде случаев хотя и более объективны, но выражают подчас только одну сторону тектонического процесса, не учитывая всех особенностей климата, палеогеографической обстановки и т. д.

## II. Структура гравиметрического поля Центрального Казахстана и сопоставление его с даймы литолого-фациального анализа

Описание и анализ гравитационного поля Центрального Казахстана посвящено отдельной работе [16]. Поэтому в настоящей статье мы кратко изложим лишь основные черты структуры гравитационного поля этого региона.

Обобщение данных гравиметрических работ на территории Центрального Казахстана позволяет установить некоторые общие черты гравиметрического поля и его связи со структурами. Рассмотрим первоначально морфологию гравитационного поля Центрального Казахстана, выраженного в аномалиях Буг и обобщенном в структурно-геофизической схеме. Гравиметрическое поле Центрального Казахстана представлено следующими характерными элементами (рис. 5, б):

1) общим плавным повышением значений силы тяжести по направлению с севера на юг (уменьшением абсолютного значения отрицательной аномалии);

2) площадями размером 2 000 км<sup>2</sup> и более, представляющими изолированные локальные аномалии ниже или выше общего уровня до 60 мГал;

3) параллельно линейно-вытянутыми изоганомами и, соответственно же сравнительно узкими, протягивающимися на сотни километров по линии параллельных векторов градиентов.

Общее плавное изменение значений силы тяжести с юга на север с градиентом порядка 0,1—0,05 мГал/км есть, по существу, следствие двух разнородных причин: а) изменения силы тяжести вдоль огромной планетарной депрессии силы тяжести, совпадающей с Урало-Сибирским геосинклинальным поясом (соответствует депрессии геоида), причины, которой находятся в земной коре; б) плавного изменения силы тяжести, вызванного общим уменьшением мощности сиалической части земной коры по направлению от Янь-Шаня к платформенным образованиям севера Казахстана и Западной Сибири.

Зоны, вдоль которых протягиваются параллельные изоганомы, как это было еще намечено в работе [16], выражают границы разного струк-

турно-тектонического режима участков земной коры и в той или иной степени совпадают с известными ранее тектоническими зонами [28], например, с Успенско-Каркаралинской зоной. В результате анализа гравиметрического поля эти известные зоны получили более яркое и конкретное выражение.

Локальные же аномалии, оконтуриваемые площадями порядка 2 000 км<sup>2</sup>, как это выяснилось из предварительного анализа, изложенного в работе 1955 г. [16], представляют в основном структуры, различающиеся по литотипическому составу выполняющих осадков, причем большинство выразившегося.

По характеру размеров, площадей аномалий и типу конфигурации изоаномалии локальных гравиметрических полей Центральный Казахстан разделяется на пять зон. Все зоны имеют субширотное простирание и разделяются сравнительно узкими, линейно-вытянутыми, протягивающимися через весь Центральный Казахстан с запада на восток субпараллельными изоаномалиями. Таким образом, границы зон, выраженные этими полосами изоаномалий, фиксируют не только переход от одного типа локальных аномалий другому, но и указывают на общие изменения уровня аномального гравиметрического поля (флексура в уровне аномального гравиметрического поля), что свидетельствует о принципиально иной структуре всей толщи земной коры (на субстрате которой развились локальные структуры, отраженные в замкнутых изолированных площадях изоаномалий) по разные стороны областей, ограниченных параллельными изоаномалиями.

По ряду соображений две зоны аномальных полей нами объединяются, и, таким образом, группирование типов полей сводится к четырем зонам.

Первая зона протягивается от Балхаша и низовьев р. Чу на юге до границ бетпакдалинских и джезказганских структур и Успенско-Каркаралинской зоны на севере. Внутри этой площади выделяется область (подзона) так называемого центрального минимума, которая протянулась от полосы сближенных параллельных изоаномалий восточных границ чу-илейских или восточно-бетпакдалинских структур до меридионально вытянутых изоаномалий долины р. Токрау на западе. Граница внутренней зоны на юге проходит через северные участки выходов докембрия в Прибалхашской зоне и отделяет субмеридиональные антиклинальные структуры этой Прибалхашской зоны и соответствующие им положительные аномалии от областей изометрических отрицательных аномалий внутренней зоны.

Вторая зона, называемая Карагандинской, заключена между упомянутшейся северной границей первой зоны, выраженной полосой сближенных изоаномалий, приуроченных к Успенско-Каркаралинской тектонической полосе, и полосой вытянутых изоаномалий, протягивающейся от оз. Тенгиз до Акмолинска и далее до Бестобе к низовьям р. Селеты. К северу от этой границы расположена область развития нижнепалеозойских толщ Северного Казахстана, для западной части которой характерно аномальное гравиметрическое поле в виде зон северо-восточного простирания и слабо дифференцированное гравиметрическое поле к востоку от меридиана Щучинска. Эта северная область является третьей, выделяемой нами структурной геофизической зоной Центрального Казахстана.

К четвертой зоне относится область ярко выраженных относительно отрицательных аномальных гравиметрических полей меридионального простирания, западная часть которых совпадает со структурами Улутасского и Арганатинского антиклиниория.

#### Связь структуры гравиметрического поля

Остановимся несколько более подробно на характеристике и внутренней структуре каждой гравиметрической зоны.

#### Первая геофизическая зона (Южная)

Как уже упоминалось, к первой зоне мы относим площадь Бет-Пак-Дала-Прибалхашского, Бет-Пак-Дала-Атасуйского районов, область развития эффилюзий Токрауского синклиниория, систему депрессий Токрау-Кентерлау и антиклиниорий системы Чингиза. Внутренняя часть этой площади заключена между зоной линейно-вытянутых изоаномалий характерного алтайско-каратаянского направления, протягивающейся от Кызылжара до гор Булаттау на западе, и такой же полосой линейно-вытянутых изоаномалий долины р. Токрау на востоке. На юге граница внутренней области также является линейно-вытянутыми изоаномалиями, протягивающимися от гор Булаттау до Монты и далее к массиву Кызылжар. Внутренняя часть первой зоны характеризуется своеобразным глубоким понижением силы тяжести, которое не зависит от частных внутренних структур этой зоны. Величина минимума силы тяжести в этой внутренней зоне достигает 120 мГл (аномалия Буге), при относительном понижении 60 мГл. Изоаномалии оконтуривают здесь две крупные овальные изометрические площади отрицательного аномального поля. Центральная часть западного минимума совпадает с так называемым Сарысу-Монтийским антиклиниорием и Шетским антиклиниорием. Периферия оконтуривается с севера Успенским синклиниорием, а с юга — Акжал-Аксоранским синклиниорием. Таким образом, существуют антиклиниории природы этого минимума бесспорно. Большая часть площади восточного овала (площадь № 10 на рис. 6; см. также рис. 5) занята эффилюзиями свитами (по В. Ф. Беспалову и А. С. Кумпану), слагающими огромную изометрическую структуру так называемого Токрауского синклиниория, тогда как северная часть овала находится в области распространения песчано-сланцевых толщ силура, слагающие штесскую, жаман-сарысускую и другие антиклинальные структуры. Поскольку структурная асимметрия этой площади сопровождается такой же асимметрией поля силы тяжести, то и в этом случае депрессии аномального поля мы должны связать с антиклинальной, хотя и асимметричной мегаструктурой. Площадь, заключенная между двумя описываемыми овальными антиклиниорными областями отрицательных аномалий: западной — Агадырь-Каралжак-Монтийской (№ 11) — и восточной — Токрауской (№ 10), — на основании литотипического анализа характеризуется постепенным приходом повышенной мощностью осадков D<sub>3</sub> + C<sub>1</sub> (3600 против 1200 м), сравнимо с такими же толщами в области Агадырского (№ 11) и Токрауского (№ 10) овалов отрицательных аномалий. Эта промежуточная (вытянутая примерно по 73 меридиану) зона отличается также приуроченностью к ней большого количества рудных месторождений. Геологами А. С. Кумпаном и А. С. Великим здесь устанавливается Акжал-Аксоранская зона разлома, которую они, с нашей точки зрения, — без достаточных оснований объединяют с Успенской зоной разлома. Названные геологи также отмечают [20] приуроченность к этой зоне полиметаллических месторождений. Таким образом, конфигурация гравиметрического поля в виде двух изометрических овальных аномальных полей получает подтверждение и в анализе макроэволюционных закономерностей и, как будет показано далее, в литотипическом анализе.

Дальнейший анализ природы таких своеобразных, региональных, больших по величине аномалий внутренней зоны приводит к выводу, что ее причины не могут целиком объясняться наличием сравнительно легких масс в сedimentном слое. Оказывается, что главные причины заключены

во всей толще земной коры и, вероятно, в значительной степени являются следствием интенсивной гранитизации этой зоны, увеличения мощности этого сиалического гранитизированного слоя и его погружения в ультрабазитовый субстрат на 10–15 км. В самом деле, как это легко убедиться, взглянув на геологическую карту, нигде в пределах Центрального Казахстана нет такого большого количества гранитных массивов, как в этой первой зоне. Результаты анализа аномального регионального магнитного поля показывают, что отдельные, сравнительно небольшие поля гранитных интрузий являются в значительной степени апикальными частями гранитных массивов большого протяжения, погребенных под осадочными толщами, но главным образом под эффузивами карбона и перми.

Перейдем теперь к описанию характера границ внутренней части первой зоны с ее периферийными частями со второй, Карагандинской, зоной. Западная граница внутренней части первой зоны, отделяющая ее от вытянутых в алтайско-каратаяуском направлении аномалий восточной Бет-Пак-Далы, проводится по широкой полосе сближенных субпараллельных изоаномалей того же алтайско-каратаяуского направления. Геологическое сопоставление на участке этой полосы облегчалось наличием работы Н. Г. Марковой о возрасте и положении в структуре интрузий Бет-Пак-Далы [22]. Сопоставление геологических и гравиметрических данных указывает на то, что огромная (ширина до 60 км) полоса выражена в гравиметрическом поле зоной односначальных градиентов, направленных от огромной депрессии внутренней части первой зоны к полосе больших, относительно положительных аномалий Восточной Бет-Пак-Далы. Эта полоса пересекает продолжение на север так называемой Джалаир-Найманской зоны, а на юге совпадает с Чу-Илийским антиклиниорием (по гравиметрическим данным получается, что Джалаир-Найманская зона не продолжается на северо-запад по направлению, которое она имеет южное, а заворачивает на северу градусов на 40). Эта переходная зона включает в себя так называемый Бурунгский антиклиниорий и часть Джалаир-Найманской зоны (Джалаир-Найманская зона смятия Д. И. Яковleva). Джалаир-Найманская зона (по Н. Г. Марковой), протягивающаяся почти на 600 км, представляет сложно-мозаичный построенный грабен, выполненный толщами кембрия и ордовика мощностью до 7000 м, которые представлены песчано-сланцевыми толщами со значительным участием конгломератов. К юго-западу от Джалаир-Найманского грабена протягивается полоса, сложенная в основном докембрием. Эта полоса отделена от грабена разломами огромного протяжения. То, что на гравиметрической карте мелкого масштаба не нашел своего выражения Джалаир-Найманский грабен шириной более 60 км, на данной стадии изучения не может быть следствием недостаточной гравиметрической изученности. Гравиметрическое поле этой зоны указывает на монотонное увеличение величины силы тяжести вкрест простирания зоны от внутренней площади отрицательных аномалий к Чуйскому антиклиниорию. Таким образом, здесь имеет место постепенное утончение земной коры, поднятие ультрабазитового слоя и соответственно полное ликвидация участков глубоких послекаледонских погружений и аккумуляции. Абсолютная величина аномалий силы тяжести здесь имеет тот же самый уровень, что и в Северном Казахстане.

Примерно на широте 46°30' полоса изоаномалей, разделяющая внутреннюю и внешнюю зоны, разветвляется, и внутренняя часть круто, почти под прямым углом, поворачивает на северо-восток, оконтуривая внутреннюю область овалов отрицательных аномалий и отделяя ее от области субмеридиональных северо-балхашских, относительно положительных, аномалий. Поворот этот подчеркивается, с одной стороны, расширением

(раздломом) области развития докембра в южной части Бурунгского антиклиниория, с другой стороны — очертаниями разломов, ограничивающих с юга вытянутые вдоль того же направления Тасжарганский и Матюрибский гранитные массивы (вдоль 46°30'). Возраст этих массивов датируется раннегерцинским временем, тогда как вытянутые вдоль переходной области, севернее поворота, гранитные массивы Ергебулакский, Куу и Мунгу датируются девонским возрастом. Далее на восток зона параллельно сближенных изоаномалей проходит через северное окончание докембра Кзыл-Эспинского антиклиниория, к северному окончанию Коунрадского гранитного массива. Эта полоса сближенных изоаномалей совпадает на всем своем протяжении с полосы докембра Чу-Илийских гор до долины р. Токрау с границей внутренней части первой зоны (агадырским и токрауским гравиметрическим минимумами — антиклиниориями) и Прибалхашским субмеридиональным структурами с докембriем в ядре (по А. А. Богданову, 1948 [5], Кзыл-Эспинский, Агадырь-Карагандинский, Кзыл-Итумуринский). Как дизъюнктивная зона эта полоса выделялась еще в тридцатых годах М. П. Русаковым [28] под названием Аксоран-Караурунайского разлома. Дизъюнктивная природа западной части этой зоны подтверждается наличием разлома вдоль южного контакта Тасжарганского и Матюрибского гранитных массивов.

Переходим к описанию восточной границы внутренней части первой зоны. Эта граница, ясно выраженная в гравиметрическом поле как узкая тектоническая зона, прослеживается от оз. Балхаша, в районе выхода в него долины р. Токрау (синклиниорий Токрау тектонической карты Н. С. Шатского не совпадает с синклиниорием Токрау А. С. Кумана), до узкой и глубокой депрессии верховьев р. Тюндок, вытянутой по меридиану 75°30' до широты 50°30'. Резко различие геологии по разные стороны субмеридиональной Токрауской зоны в настоящее время достаточно хорошо известно. По восточной стороне этой зоны имеется развитие ордовикских и силурийских толщ, разбитых на узкие клиновидные блоки характерными разломами северо-северо-западного (Чингизского) направления. По западной стороне зоны огромные меридиональные полосы сложены кислыми эффузивами среднего карбона и верхним девоном в существенно эффузивных фациях. Значительные площади западной зоны (примерно 40%) заняты среднекарбоновыми и более поздними интрузиями. Таким образом, область депрессии Тюндук-Токрау представляет зону стыка областей с существенно отличной структурой восточной части, представленной областью древней стабилизации хребтов Чингиз и глубокого погружения Дегандалинского мульды и Северо-Балхашского синклиниали, и западной, представляющей область глубокого погружения и гранитизации. Сама переходная зона в магнитном поле выражена вытянутой вдоль Токрауского синклиниория аномалией, обнимающей как поле эффузивов, так и выходящие в этом поле интрузии. Интерпретация магнитных данных указывает, что здесь имеется на всем протяжении от широты 50°30' до оз. Балхаша огромная линейно-вытянутая область, мощность магнитоактивных масс в которой значительно превосходит мощность эффузивов. Эти магнитоактивные массы являются гранитами, отдельные выходы которых рассеяны в поле эффузивов. Таким образом, область стыка чингизских структур и внутренних структур первой зоны представляет собой область глубокой гранитизации верхних ярусов земной коры, пронизанную сетью вулканических каналов центрального и линейного типа, функционировавших от фамена до перми.

Четвертой и самой замечательной границей первой зоны является ее северная граница, на значительном протяжении совпадающая с так называемой Успенско-Каркаралинской тектонической зоной. В гравиметри-

ческом поле эта зона как область субпараллельных изоаномалий прослеживается от ст. Кзылджар (на дороге Караганда-Джезказган) до района Семипалатинска и может быть прослежена далее на восток в области южных окончаний структур Салыра, Кузбасса и Кузнецкого Алатау. В пределах Центрального Казахстана она прослеживается на запад до Ульятау, но в западной части эта зона прослеживается по резкой смене в районе Джезказгана характера гравиметрического поля, выраженного узкими зонами алтайско-каратусского направления к югу от Джезказгана, переходящими в субмеридиональными и субширотными в районе Джезказгана, и далее к северу — типичными субширотными полями, соответствующими структурам Сарысу-Тенгизского водораздела.

В настоящее время на основании данных сейсмических исследований нам известно, что абсолютная величина вертикальных смещений в пределах рассматриваемой зоны также меняется. В пределах Джезказгана это смещение не достигает 1000 м, а в пределах Успенско-Каркаралинской зоны оно достигает 5000 м. В пределах собственно Центрального Казахстана (от Кзылджара до Каркаралинска) ширина переходной зоны, выраженной субпараллельными изоаномалиями, достигает 60 км. В пределах этой 60-километровой полосы мы наблюдаем общее снижение уровня гравиметрического поля на 60—70 мл и далее к северу гравиметрическое поле никогда уже не достигает того уровня, которое наблюдалось в переходной зоне. Различные фазы по разные стороны этой зоны общеизвестно. Оно описывалось в начале этой статьи, и мы еще на нем остановимся в дальнейшем. Рассматриваемая нами переходная зона впервые описывалась М. П. Русаковым в 1930 г. в статье «К вопросу о наличии надвигов и сбросов в восточной части Киргизской степи» [28]. Впоследствии значение и дизъюнктивная природа этой зоны оспаривалась А. А. Богдановым [5]. Очертания переходной зоны параллельных изоаномалий, своими границами совпадают с протрассированными М. П. Русаковым в 1930 г. зонами смытия Степской, проходящей через горы Джалаир, Ушкатын и Коктас-Джартас и Южной, проходящей через Успенский рудник вдоль южного контакта Кальдарминского и Каркаралинского гранитных батолитов.

Нами переходная зона гравиметрического поля рассматривалась ранее [16] как область глубинных разломов, падающих сравнительно полого на юг, и как граница ультрабазитового слоя, наклоненного также на юг. Значительная площадь этой зоны занята Кальдарминским гранитным массивом, который М. П. Русаков считал внедрившимся под контролем пологого надвига этой зоны. Широкое развитие гранитоидов этой зоны явилось для Н. Г. Щербы [36] основанием для того, чтобы выделить здесь специфические «подвижные зоны», характеризующиеся повышенной проницательностью для рудогенетических растворов.

Таким образом, нами описана внутренняя граница первой зоны и граница первой зоны со второй, проходящей вдоль Успенско-Каркаралинского и Коктас-Джартасского поясов смытия (М. П. Русаков, 1930). Границей первой зоны на западе является продолжение Караскайской полосы железистых кварцитов (в том числе и в Бет-Пак-Дале), протрансированное по магнитным данным. Восточная границей первой зоны является Иргызский синклиниорий, поскольку он относится уже к области герцинской геосинклиналии нормального развития. Для полноты описания связи структур с геофизическим полем первой зоны остановимся на некоторых деталях структур краевых частей первой зоны в Бет-Пак-Дале и в районе хребта Чингиз.

Как уже указывалось, характерными тектоническими элементами Бет-Пак-Далы являются наличие характерных вытянутых в алтайско-ка-

ратусском направлении гравиметрических полей; причем по мере продвижения на запад эти поля все интенсивнее отклоняются в меридиональном направлении. Сразу же к западу от структуры Чу-Илийских гор расположена огромная область отрицательных аномалий, на самой восточной границе которой расположена метеорологическая станция (на нашей схеме совмещения — № 12). Ширина площади этого минимума — более 70 км. Западнее расположена такой же мощный и протяженный максимум. Область гравитационного минимума соответствует участку глубокого погружения докембрийского фундамента (до глубин порядка 12 км), заполненного существенно кластическим материалом, а также эфузивами девона и карбона и перекрытоего рыхлыми третичными отложенийами. Область же максимума силы тяжести (рис. 6, № 13) соответствует поднятию докембрийского основания, залегающего здесь на глубинах не более 2000 м. Характерным тектоническим элементом Бет-Пак-Далы (по данным Н. Н. Кронилова и А. С. Кумпана) является наличие грабенообразных областей погружения докембрийского фундамента на глубину до 4—6 км. Эти грабенообразные области вытянуты в восток-северо-восточном направлении и образуют с гравиметрически установленными север-северо-западными структурами фундамента перекрещивающуюся систему. Детальными работами в Джезказганском районе установлены сложная природа соединения бетпакдалинских структур со структурами Ульятау и Сарысу-Тенгизского водораздела. Характерным здесь является то, что в отличие от Бет-Пак-Далы герцинская перестройка и дробление очень глубоко захватили также и докембрийский фундамент и здесь как будто уже не так ясно и направление и характер докембрейских структур. Однако эти характерные структуры проглядывают и здесь, например, в направлении Ильгейской зоны разлома, протягивающейся от гор Ильгей до Джезказгана, вдоль которой геофизическими методами в последнее время выявлены группы погребенных интрузий. Эти интрузии приурочены расколу характерного север-северо-западного направления в докембрийском фундаменте, чем и выявляется принадлежность этих структур к докембрийскому ярусу. Гравиметрические данные ясно устанавливают наличие этих докембрейских структур в южной части Джезказганского района. Вытянутые изоаномалии обрисовываются здесь раздробленные складчатые зоны того же характерного направления. Эти складчатые структуры докембрейского яруса залегают в Джезказганском районе под слабодислокированными средне- и верхнепалеозойскими толщами.

Восточная часть первой зоны выражена в гравиметрическом поле слабо дифференцированным гравиметрическим полем хребта Чингиз и отчетливо выраженной в гравиметрическом и магнитном поле области глубокого погружения докембрийского фундамента Восточно-Прибалхашского фациально-стратиграфического региона (рис. 6, № 9) или структурами, выделенными на карте М. С. Шатского (тектоническая карта СССР, М. 1 : 4 000 000) под названием Балхашского антиклиниория и Северо-Балхашского синклиниория. Некоторые исследователи считают, что все прилегающие к области развития докембрая площади средне-верхнепалеозойских толщ следует рассматривать как крылья этой структуры. Область же развития докембрая приурочена к переходной области, выраженной параллельными изоаномалиями. Относительно отрицательное положение связано с зоной значительных мощностей среднепалеозойских толщ, которые представляют собой ясно выраженную на огромной площади область погружения докембрая, почти лишенную магнитно-эфузивных толщ. Следовательно, эту область следует считать в основном областью аккумуляции существенно кластогенных юртогенных образований при

незначительном количестве лав. Крайняя восточная часть первой зоны (рис. 6, подзона I — А), включающая структуры антиклинариев Чингиз, Аркалык и Акбастау, в гравиметрическом поле не выражены.

Причина этого заключается в чрезвычайной стабильности этих структур, либо в межантеклиниорных зонах мощность девон-карбона менее 1000 м. Намечющиеся в Чингизской зоне субширотные относительно положительные аномалии (№ 7 и № 9 на рис. 5) связаны, по-видимому, с позднейшими движениями блоков, обусловивших поднятие ультрабазитового субстрата. Интенсивное отрицательное поле (№ 8 на рис. 5) связано уже с областью глубокого погружения геринской геосинклиналии.

Итак, в целом структура первой зоны состоит, во-первых, из приподнятого обрамления, сложенного в значительной части докембрийскими образованиями, наличие которых связано с поднятием границы ультрабазитового слоя; во-вторых, из внутренней области глубокого вмятия синклинальных масс в ультрабазитовый слой и из интенсивной гранитизации и синклинизации верхних ярусов седиментного слоя. Эта внутренняя зона, видимо, соединяется через область Восточно-Прибалхашской синклинальной зоны с подвижной зоной Джунгарского Алатау. Такая чешуйчатая структура зоны с аномалиями силы тяжести периферийной области, сложенной докембреем того же порядка, что и аномалии области древней стабилизации Северного Казахстана, делала невозможным подразделение этой большой области на несколько зон.

При анализе фациально-стратиграфических типов разрезов первой геофизической зоны выделяются пять фациально-стратиграфических регионов (№ 6, 7, 8, 9, 10). При этом необходимо подчеркнуть, что северная граница регионов почти полностью совпадает с протрассированной Д. Н. Казанли границей I и II геофизических зон Центрального Казахстана (что иллюстрируется положением этих границ на схеме совмещения, рис. 6).

Тот факт, что на основании анализа стратиграфических и литофациальных особенностей в пределах первой геофизической зоны выделяются пять регионов — Чингизский, Восточно-Прибалхашский, Северо-Бетпакдалинский, Западно-Прибалхашский, Атасу-Кайрактинский, — казалось бы, находится в противоречии с возможностью установления каких-либо соответствий между геофизическим полем и литофациальными областями. Но это только при поверхностном сопоставлении. На самом же деле внутренне области глубокой депрессии гравиметрического поля почти полностью соответствуют (аномалии № 10 и 11 на карте совмещения) площади Атасу-Кайрактинского (6) фациально-стратиграфического района, характеризуемого Атасу-Кайрактинским типом разреза (см. стр. 73—74) и представленного непрерывным разрезом без резких колебаний мощностей при общей мощности разреза порядка 3600 м (от франка до на-моря). Значительная мощность разреза характерна для области преобладающего опускания, расположенной между овалами отрицательных аномалий (№№ 11 и 10), особенности которой описывались нами выше (эта область примерно совпадает с Беркутинской и Кайрактинской синклинальными структурами). Другая область погружения на северо-западе гравиметрической структуры (11) соответствует расширению поля отрицательных аномалий. В целом периферийное положение областей устойчивого погружения по отношению к овалам отрицательных аномалий 11 и 10 и центральное положение поднятия внутри контура аномалии 10, как это видно из схемы совмещения, подтверждает вывод сделанный на основании анализа гравиметрического поля об антиклиниорной природе внутренних минимумов первой зоны (ovalы 10 и 11).

Западная граница первой зоны гравитационного максимума Чу-

Илийского антиклинария почти точно совпадает с областью, соответствующей области устойчивых поднятий. Обе эти площади в целом занимают подавляющую часть так называемого Северо-Бетпакдалинского региона. Особенностью этой зоны является то, что в ее разрезе отсутствуют отложения фаменской трансгрессии, а отложения главной турнейской трансгрессии имеют малую мощность (см. стр. 74). Более западные структуры Бет-Пак-Дала не сопоставляются с гравиметрическим полем, поскольку они не могут быть изучены геологически, так как скрыты под рыхлым покровом третичных и четвертичных отложений.

Близок к этому типу разреза Чу-Илийского антиклинария разрез южного обрамления внутренней области (Западно-Прибалхашский, 8), которая на схеме совмещения изображена относительными максимумами силы тяжести 5, 4. Таким образом, здесь подчеркивается вывод, полученный из анализа гравиметрических данных, о возможности объединения в одну область развития структур западной (Чу-Илийской) области обрамления, внутренней области минимума погружения и гранитизации и южной (Прибалхашской). При этом необходимо указать, что близость общего уровня аномалий силы тяжести областей Чу-Илийского и Бурятского антиклинариев, т. е. территории Западной Бет-Пак-Далы, к общему уровню аномального гравиметрического поля Северного Казахстана подчеркивается близостью типов разрезов Северо-Казахстанского и Северо-Бетпакдалинского регионов.

Граница первой гравиметрической зоны на востоке совпадает с западной границей Иртышского синклиниория (Чингиз-Тарбагатайский регион, рис. 6) и фиксируется крупным, отрицательным, своеобразно изогнутым гравиметрическим полем и участком развития своеобразных вытянутых положительных аномалий, отделяющих Иртышскую владину от Казахского нагорья. Восточной границей гравиметрических выделенных областей внутренней депрессии первой зоны, как было описано в начале раздела, является так называемая Токрауская региональная зона глубинных разломов [16, стр. 64]. Область между восточной границей первой зоны и восточной границей внутренней области первой зоны почти полностью совпадает с Восточно-Прибалхашским регионом (девятый). Разрез этого региона характеризуют ту замечательную структуру, которая, обнимает Калмак-Имельский и Токрауский синклиниории А. А. Богданова, а также Кызыл-Итмурунский антиклиниорий структурной классификации А. А. Богданова [6], Калмак-Имельскую синклиниаль, Кок-Имельскую или центральную антиклиниаль Северо-Восточного Прибалхаша, Моданыльскую синклиниаль (схема строения Центрального Казахстана П. Н. Кропоткина) или Токрауский и Северо-Балхашский синклиниории и Балхашский антиклиниорий Н. С. Шатского. Как было изложено выше, в этой зоне в гравиметрическом и магнитном полях мы видим выражение, только областей погружения, и антиклиниальная структура в гравиметрическом поле не выражена. Esta антиклиниальная структура представлена зоной выходов докембрея Итмурунского или Балхашского антиклинариев, разделяющего Токраускую и Северо-Балхашскую области погружения. Область положительных аномалий связана с новейшими субширотными областями поднятия (овал 7 схемы структурно-геофизического районирования). Представленная на гравиметрических картах и схемах область отрицательной аномалии (3, на схеме совмещения) близко совпадает с установленной на основе литофациального анализа областью преобладающего опускания в среднем палеозое. Как было изложено (стр. 74), Восточно-Прибалхашский регион характеризуется большими максимальными мощностями девон-карбоновых отложений, их геосинклинальным типом, большими колебаниями мощностей и наличием перерывов и несог-

дасий внутри разреза. Такой характер осадконакопления вполне согласуется с характеристикой этой части I-й зоны, приведенной в ранее опубликованной работе [16, стр. 90], как «области глубоких погружений в верхнекаледонское и варисское время, сопровождавшихся поднятием периферии с образованием существенно антиклинальных структур ССЗ направления, являющихся структурами доварисского этапа». В отличие от области центрального минимума, где опускание происходило в позднекаледонский этап, опускание Восточного Прибалхашья энергично продолжалось или возобновлялось в варисское время, но не на всей площади, а в основном в его центральной части. Полоса максимального прогибания этого региона в северной части протягивается вдоль токрауского разлома, а затем резко отклоняется на юго-восток вдоль древней Казык-Итимуринской антиклинальной структуры. Главной же причиной, повлекшей за собой присоединение к Восточно-Прибалхашскому региону области, расположенной к западу от Токрауского меридионального разлома (по гравиметрическим показателям, относящимся к области центрального минимума), является тот факт, что при трансгрессивных этапах раннегерцинского времени эта часть вовлекалась в погружение областей, прилегающих к Токраускому разлому (см. рис. 2, 3) с востока. С другой стороны, восточная часть центральной зоны непосредственно прилегает к активным (в герцинский этап геологической истории) вулканическим зонам Токрауского разлома. Все это и обусловило накопление здесь осадков повышенной мощности в специфических для прогиба вулканических фациях.

Иртышская владина в части, прилегающей с северо-востока к Чингиз-Караталинскому антиклиниорию по глубинной Иртышской зоне разлома, также включалась [16] в I-ю геофизическую зону<sup>1</sup>. Эта часть I-й зоны совпадает с Чингиз-Тарбагатайским регионом, выделенным в результате фациально-стратиграфического анализа и характеризуемым глубоким погружением в варисское время и накоплением мощных (более 10 км) осадков геосинклинального типа, что позволяет рассматривать ее как северо-западное продолжение Зайсанской геосинклинальной зоны. В ее пределах область максимальных мощностей и преобладающих опусканий хорошо совпадает с контуром № 8 относительных отрицательных аномалий.

В заключение характеристики I-й геофизической зоны подчеркнем, что ее северная граница вдоль района сближенных изоэнтом Аспенско-Каркаралинской зоны очень точно подчеркнута и в палеогеографических контурах ранневарисского времени. Так, в франское время (рис. I) к северу от нее была расположена область сноса и континентального осадконакопления, а к югу — область накопления морских терригенно-вулканогенных и карбонатных толщ. Особенно четко эта пропаечность палеогеографических границ к зонам глубинных разломов и параллельных вытянутых изоэнт сильнее тяжести проявилась в этапе регрессии, что иллюстрируется картой наморских отложений (рис. 4), на которой видно, что вдоль этой зоны (по ее северной границе, совпадающей с Коктас-Джартасской зоной смятия) проходила граница между расположенной южнее областью сноса и северной областью развития континентально-угленосных и прибрежно-угленосных толщ Тениз-Селетинской депрессии.

#### Вторая геофизическая зона (Карагандинская)

II-я геофизическая зона, выделенная в работе [16], заключена между северной границей I-й зоны, вытянутой вдоль Спасско-Коктас-Джартас-

<sup>1</sup> Центрально-Казахстанский палеозойский массив отделен от Зайсанской геосинклинали (Иртышской владины) действительно крупным разломом глубокого замещения

ского пояса смятия, и другой замечательной полосой параллельных изоэнт, проходящей от оз. Тениз-Кургальджин до Акмолинска и далее на северо-восток вдоль долины р. Селеты. Тектоническое значение этой зоны очень ярко подчеркивается тем, что будучи первоначально проતрасирована исключительно по гравиметрическим данным, она изумительно совпала с границей фаменской трансгрессии, установленной на основании стратиграфо-фаунистического анализа. В восточной части гравиметрически установленной границы вдоль р. Селеты совпадает с установленным Р. А. Борукаевым ордовикским флишевым трогом, представляющим сравнительно узкую, до 20 км, полосу развития флишевых толщ ордовика мощностью до 3 000 м, заключенную между областями выходов пород протерозоя и докембрия. Западная граница II-й зоны трассируется по восточной границе меридионально вытянутого поля отрицательных аномалий (14 / на рис. 6), совпадающей в значительной степени со структурой Улатуа. Восточная граница зоны трассируется серией вытянутых, относительно положительных гравиметрических аномалий, протягивающихся вдоль границы Центрально-Казахстанского нагорья и Иртышской впадины (28, 37). Таким образом, в эту геофизическую зону входит огромная площадь развития докембрийских и палеозойских толщ, занимающая всю восточную часть территории (на восток от Акмолинска) — бассейны рек Уленты, Шидерты и Селеты, — изученную Р. А. Борукаевым и его группой, и большую часть территории так называемого Сарысу-Тенизского водораздела.

Необходимо подчеркнуть следующие особенности структуры гравиметрического поля этой территории. Непосредственно к южной границе этой зоны прилегают площади относительно отрицательных аномалий, совпадающие с Карагандинской мульдой и областью распространения гранитоидов и албигитиров Коктас-Джартас, Семиз-Бугу и Баян-Аул. Эта область развития относительно отрицательных аномалий прослеживается на запад и включает в себя Шубаркульскую грабен-синклиналь Сарысу-Тенизского водораздела [16]. К северу от зоны отрицательных аномалий, более или менее параллельно Успенско-Каркаралинской зоне, протягивается, как бы проявляя какую-то крупную разрывную структуру, полоса гранитных массивов. Севернее же полосы гранитных массивов расположена зона относительных положительных аномалий, вытянутых согласно общей конфигурации зоны, т. е. в субширотном направлении западнее меридиона Караганды и в субмеридиональном направлении восточнее этого меридiana. Далее к северу отрицательные гравиметрические поля приурочены уже к самой границе зоны и совпадают с крупными депрессиями, выполнеными в основном кластогенными верхнедевонскими толщами, а именно Борлинской мульдой и Ашилиинской мульдой (ее центр совпадает с озером Тениз-Кургальджин, А. А. Богданов, 1954 [6]).

Остановимся несколько подробнее на внутренней зональности II геофизической зоны. Область относительно отрицательных аномалий, прилегающая к Спасско-Джартасскому поясу смятия, совпадает с полосой довольно сильных положительных магнитных аномалий. Эта аномальная магнитная область захватывает всю область развития кислых эффузивов, в пределах которых и имеют распространение отдельные гранитные массивы, упомянутые выше. При интерпретации аномальных магнитных полей этой зоны [16, стр. 72] оказывается, что глубина центра тяжести и магнитно-иномагнитных масс равна 7,7 км, а мощность магнитно-активных масс — 15—20 км. Такие результаты интерпретации заставляют считать, что в пределах Карагандинской мульды мы имеем дело не с покровом эффузивов, а с верхней частью области развития гранитизации

и приуроченных к ней вулканических аппаратов. В пределах ее кровли, в области развития грабенообразных опусканий, расположены как собственно Карагандинская мульда, так и депрессии Тентека, Самарки, Завьяловки и верховьев р. Кулан-Утмес. Сразу же к северу от полосы гранитоидов (здесь, в основном, представлены ранневарисские граниты) область развития эфузивных толщ нижнего и среднего девона резко обрывается, и большая часть площади представляет область развития нижнепалеозойских и докембрийских толщ при почти полном отсутствии гранитоидов.

Положительное гравиметрическое поле (18) этой зоны, показанное на карте совмещения (рис. 6), частично соответствует площади, длительное время являвшейся областью сноса (см., например, рис. 2, где, по данным литофациального анализа, хорошо выраживается эта характерная выделенная нами Нура-Куланутmessкая область сноса). Восточная часть этой площади (18) совпадает с районом Темиртау, т. е. с областью развития докембрийских толщ антиклиниория Ниязы.

Положительная аномалия (23) соответствует области неглубокого залегания амфиболитового протерозоя Еременгауского антиклиниория. Не показана на схеме совмещения, вследствие своей неясности и сравнительно небольшой величины (см. рис. 5), относительно положительная аномалия между 74—75 меридианом, соответствующая области развития нижнего палеозоя и докембра западной части Майкансского антиклиниория.

В гравиметрическом поле так же, как и в геологическом выражении, Еременгауский антиклиниорий оказался разорванным крупной отрицательной аномалией (№ 20 на схеме совмещения), вызванной огромной мощностью относительно легких толщ в грабенообразной области опускания так называемой Борлинской мульды. Интересно отметить, что именно в границе этой области опускания приурочено единственно известное здесь на огромной площади проявление гранитоидов — Вишневский массив (см. также 16, стр. 74).

При фациально-стратиграфическом районировании площадь второй — Карагандинской — геофизической зоны оказалась почти точно совпадающей с площадями 3-го Тениз-Терсакканского и 5-го Карагандинского регионов. Это вполне соответствует различным в морфологических чертах аномального гравиметрического поля и характере структур этой зоны. В самом деле, узкая депрессия гравиметрического поля (15 и 16 на схеме совмещения), соответствующая узким грабен-синклиналям Сарысу-Тенизского водоразделя, казалась бы, образованы в существенно ином тектоническом поле. С другой стороны, область Тенизского региона, структурно совпадающая с Тенизской мульдой Н. С. Шатского [33], которая им рассматривается как своеобразная платформенного типа синеклиза, должна существенно отличаться по своему фациальному разрезу от Карагандинского региона. На самом же деле тип разреза Тениз-Терсакканского региона внизах близок к Джекказганскому, а в верхах — к Карагандинскому (см. стр. 73 и след.). Нура-Кулан-Утмесская область сноса, существовавшая во время фаменской трансгрессии, вероятно, обусловила разделение карагандинских тениз-джекказганских фаций, что и явилось причиной более морского характера осадков турии и половины визе в Тениз-Терсакканском районе. В пергрессивный же этап, когда движение определялось крупными широтными флексурами — зонами глубинных разломов и Тениз-Терсакканский регион был западной частью единой с Карагандой депрессии, фациальные разрезы этих регионов стали близкими, что подтверждает правильность отнесения их к одному региону по геофизическим признакам. Близ-

ки и мощности осадков Карагандинского и Терсакканского регионов, составляющие за время франк-намор примерно 5000—6000 м. И в том и в другом случае франкские конгломераты ложатся либо на денудированную поверхность нижнего девона, либо протерозоя. Все же различие Карагандинского и Терсакканского региона еще до их выделения было намечено и при составлении схемы структурно-геофизического районирования [16, стр. 62], где область грабен-синклиналии Сарысу-Тенизского водоразделя выделялась в подзону II—А. Это побуждало сделать такие некоторые выводы и соображения о вероятности меридиональной структуры вдоль 71-го меридиана, протягивающейся от Кокчетава вдоль меридиональных границ Макинского гранитного массива и далее между контурами гравиметрических полей (№№ 18 и 16 на схеме совмещения) до района между Кзыл-Джаром и Караджалом. На этом мы остановимся более подробно, здесь же отметим, что в геофизическом поле эта граница отчетливо не выражена в виде глубинного разлома или крупной флексуры в земной коре.

Таким образом, можно считать, что области преобладающего опускания и поднятия в среднем палеозое в пределах II геофизической зоны отчетливо совпадают с локальными гравиметрическими полями. Это совпадение имеет место для области погружения в районе оз. Тениз (Ашиликская мульда), для Карагандинской и Борлинской мульд, для сущих поднятий Еременгауского антиклиниория и фаменской области сущих между бассейнами рек Нуры и Кулан-Утмеса.

#### Третья геофизическая зона (Северо-Казахстанская)

Переходим к анализу литофациальных особенностей и гравиметрического поля в пределах III геофизической зоны, совпадающей с районом Северного Казахстана. О границе II и III геофизических зон мы уже говорили. Эта граница в гравиметрическом поле, несмотря на сравнительно небольшой перепад уровня силы тяжести (10—20 мГал), трассируется достаточно уверенно (см. выше). Эта уверенность еще увеличивается благодаря резкому различию в структуре гравиметрического поля и конфигурации локальных аномалий по разные стороны границы II-ой и III-ей гравиметрических зон.

Вся западная граница палеозойского массива Центрального Казахстана и Тургайской низменности фиксируется цепочкой меридионально ориентированных, относительно положительных аномальных полей и дальше на запад, в пределах Тургайской низменности, гравиметрическое поле имеет уже менее, чем в пределах Центрального Казахстана, дифференцированный характер и определенную уральскую ориентировку. Принадлежность структуры цоколя — Тургайской владины — к Уралу подчеркивается наличием внутри Тургайской низменности характерных уральского типа (типа Восточно-Уральских) угленосных грабенов. В западной части Северного Казахстана, сразу же за границей с II-й геофизической зоной, гравиметрическое поле и геологические структуры приобретают характерное северо-восточное простирание, которое нигде южнее в Центральном Казахстане не определяло очертания структур. Наиболее близкая к границе гравиметрических зон относительно отрицательная гравиметрическая аномалия (26 на схеме совмещения) и относительно положительная аномалия, расположенная восточнее (не изображена на схеме совмещения, а изображена на структурно-геофизической схеме, рис. 5), точно соответствуют глубокой Шоптыкульской мульде в пределах Тенизской владины и Аукельбекской мульде, чрезвычайно пологой, но тоже ясно выраженной. Севернее расположена относи-

только положительные гравиметрические аномалии горючего же характерного северо-восточного простирания, сопадающих с Аккаринагатским антиклином (26 на схеме совмещения). Расположение северной относительно отрицательное гравиметрическое поле (27 на схеме совмещения) соответствует площади нижнепалеозойского Калмыкульского синеклиниория с ядром в виде грабена, соответствующего Ново-Михайловской наложенной мульде (А. А. Богданова, 1954). Расположенная еще севернее, лежащая относительно положительная аномалия (28 на схеме совмещения) соответствует обширной разрывной докембрийской палеозойской между двумя участками развития грабенов, погребенных под рыхлыми отложениями на лебедовской Индиги и группами выходов в пределах западного погружения широтной ветви Зерендинского массива (Олынникского, Мускурского и др.). Таким образом, гравиметрическое поле западной части интерпретируется более сложно, чем в других регионах Центральной Азии. Более детальные гравиметрические работы и магнитные измерения показывают, что эти гравиметрических полей северо-восточных сегментов значительное количество гравиметрических полей ориентировано в субмеридиональном направлении (например, северная часть аномалии 28 на карте совмещения). Магнитные аномалии западной части III-й геофизической зоны (до меридиана Кошевого) предстают в виде пачками по меридиану аномальных полей. Анализ гравиметрических данных указывает, что относительно положительные аномалии этой зоны, как правило, связаны с областями развития докембра и нижнего палеозоя, в относительно отрицательные — гранитными массивами. Это положение объясняется тем, что средняя плотность докембра и нижнего палеозоя этой зоны равна 2,69, а средняя плотность гранитов — 2,65. Таким образом, при общем близком значении урондации этого региона для гравиметрического поля все области развития толщи древних осадочных пород должны характеризоваться относительно положительными аномалиями. Кроме того, относительно отрицательные аномальные поля будут характеризоваться всеми областями, подвергшими глубокому прогибу и смятию, обусловленные ими также утончением гранитной коры и гравитацией зоны. Именно поэтому мы можем обнаружить положительные аномалии области Калмыкульского синеклиниория (27), которая соответствует выявленная в результате фациально-стратиграфического анализа область последующего преобладающего поднятия (так же, как и области центрального пологого гранитонов Зерендинского массива).

Установленный еще Е. Д. Шлыгним крупный разлом в северном борту западной части Тенинскогой впадины к северо-востоку от р. Инись характерного северо-восточного простирания (его в последние времена приводят и как разлом Тенинско-Зерендинский массив) и обусловливается в значительной степени его внутренним строением. Эта чрезвычайно роль разломов этого направления усматривается А. Е. Михайловой [24]. Наши специальные исследования в Причинском районе выявили существенно дилатантственную природу ограничения блоков, вызывающих одновременные аномальные гравиметрические поля.

В южной части Северного Казахстана, к востоку от Максинского и Бородинского массивов (терригено-карибийской), гравиметрическое поле принципиально иное слабодифференцированное выражение; это — область широкого развития нижнепалеозойских толщ, проявляющаяся в общем субмеридиональном простиранием. Более или менее ясные гравиметрические аномалии (до 15 мГа) соответствуют здесь своеобразным угленосным мульдам, тесно связанным со структурой пересечения разломов, рассекающих нижнепалеозойские толщи. Характер дислокаци-

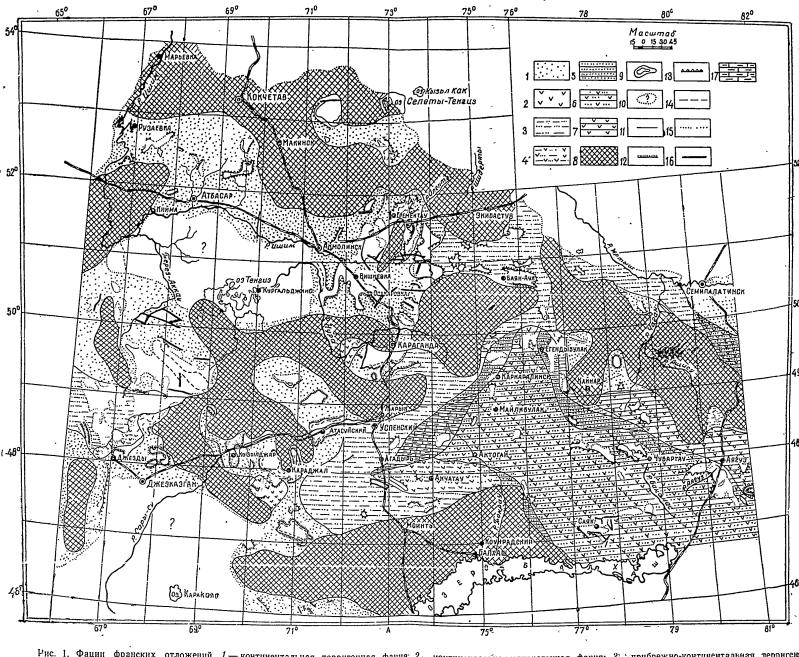


Рис. 1. Фации франкских отложений: 1 — континентальная терригенная фация; 2 — континентально-вулканогенная фация; 3 — прибрежно-континентальная терриген-вулканическая фация; 4 — прибрежная терригенно-вулканогенная фация; 5 — морская терригенная фация; 6 — морская терригено-карибийская фация; 7 — морская терригено-карибийская фация; 8 — морская вулканогенная фация; 9 — предполагаемые области сноса; 10 — сохранившаяся структура; 11 — области сплошного развития терриген-вулканических и мезокайнозойских отложений; 12 — соленый контакт; 13 — трансгрессивный контакт; 14 — складчато-изогнатический контакт; 15 — граница с молодыми недопроценными отложениями; 16 — линии текtonических нарушений.

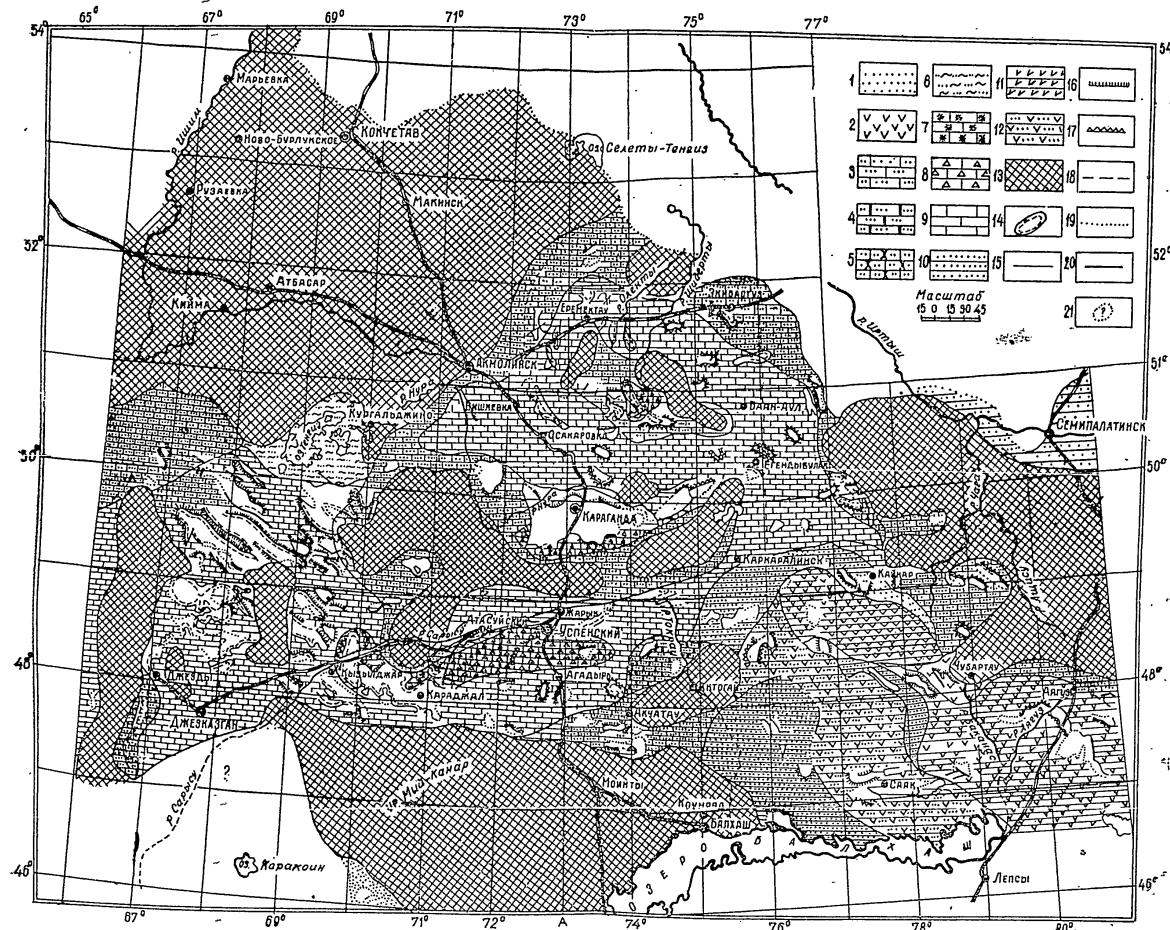


Рис. 2. Фации фаменских отложений. 1 — континентальная терригенная фация; 2 — континентальная вулканогенная фация; 3 — прибрежно-морская карбонатная фация; 4 — прибрежно-морская терригенно-карбонатная фация; 5 — прибрежно-морская марганицево-железорудная фация; 6 — лагунная терригенная фация; 7 — марганицево-железорудная фация иловых впадин; 8 — карбонатно-кремнистая фация иловых впадин; 9 — морская известняковая фация; 10 — морская терригенная фация; 11 — морская вулканогенная фация; 12 — морская терригено-вулканогенная фация; 13 — предполагаемые области сноса; 14 — сохранившиеся структуры; 15 — согласный; 16 — трансгрессивный; 17 — складчато-несогласный; 18 — граница с вышележащим ярусом в испрерывном разрезе; 19 — граница с молодыми недислоцированными отложениями; 20 — тектонические нарушения; 21 — площади сплошного развития мезокайнозойских отложений.

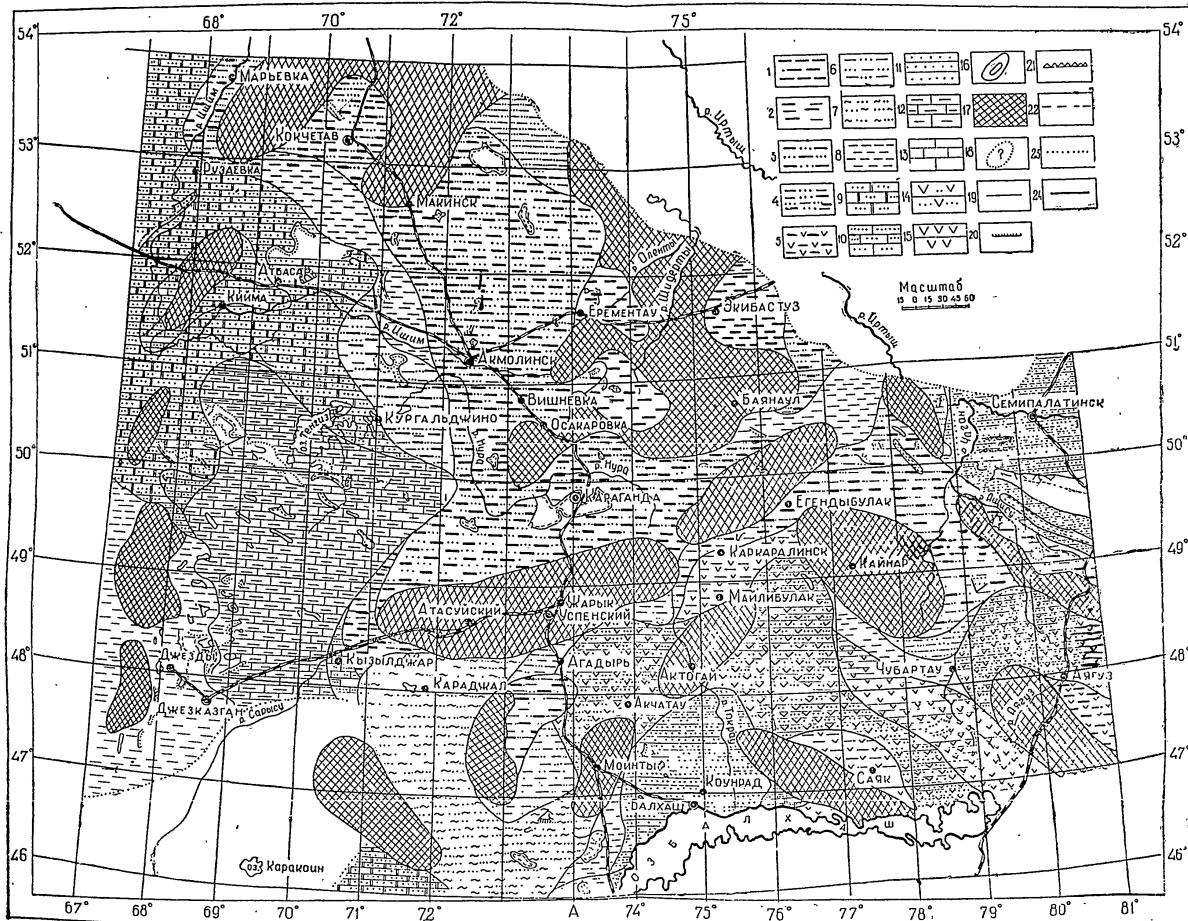


Рис. 3. Фации нижненизовьих отложений. 1 — континентальная угленосная фация; 2 — континентальная слабоугленосная фация; 3 — прибрежная терригенная фация; 4 — прибрежная слабоугленосная фация; 5 — прибрежная угленосно-вулканогенная фация; 6 — прибрежно-континентальная терригенная фация; 7 — лагунная терригенная фация; 8 — прибрежно-морская терригенная фация; 9 — прибрежно-морская терригенно-карбонатная фация; 10 — прибрежно-морская карбонатная фация; 11 — морская терригенная фация; 12 — морская терригенно-карбонатная фация; 13 — морская карбонатная фация; 14 — морская вулканогенная фация; 15 — морская терригенная фация; 16 — сохранившиеся структуры; 17 — предполагаемые области сноса; 18 — области развития молодых отложений; 19 — согласный контакт; 20 — трансвулканогенная фация; 21 — складчато-несогласный контакт; 22 — контакт с вышележащим ярусом; 23 — контакт с молодыми недислоцированными отложениями; 24 — тектонические нарушения.

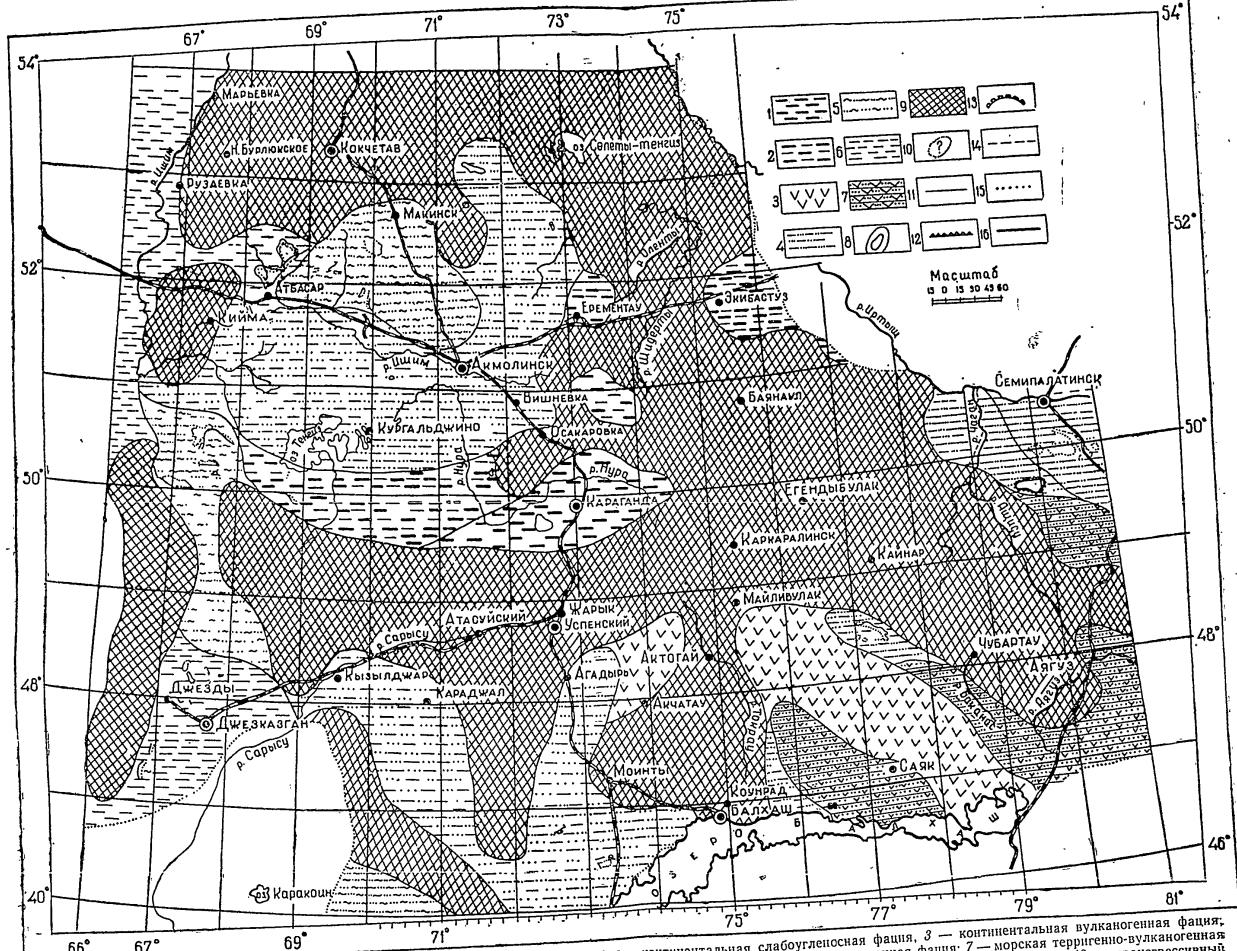


Рис. 4. Фации наморских отложений. 1 — континентальная угленосная фация; 2 — континентальная слабоугленосная фация; 3 — континентальная вулканогенная фация; 4 — прибрежно-континентальная терригенная фация; 5 — лагунная терригенная фация; 6 — прибрежно-морская терригенная фация; 7 — морская терригенно-вулканогенная фация; 8 — сохранившиеся структуры; 9 — предполагаемые области споя; 10 — области развития молодых отложений; 11 — согласный контакт; 12 — трансгрессивный контакт; 13 — стратиграфический несогласный контакт; 14 — контакт с вышележащим аргусом; 15 — контакт с молодыми недислоцированными отложениями.

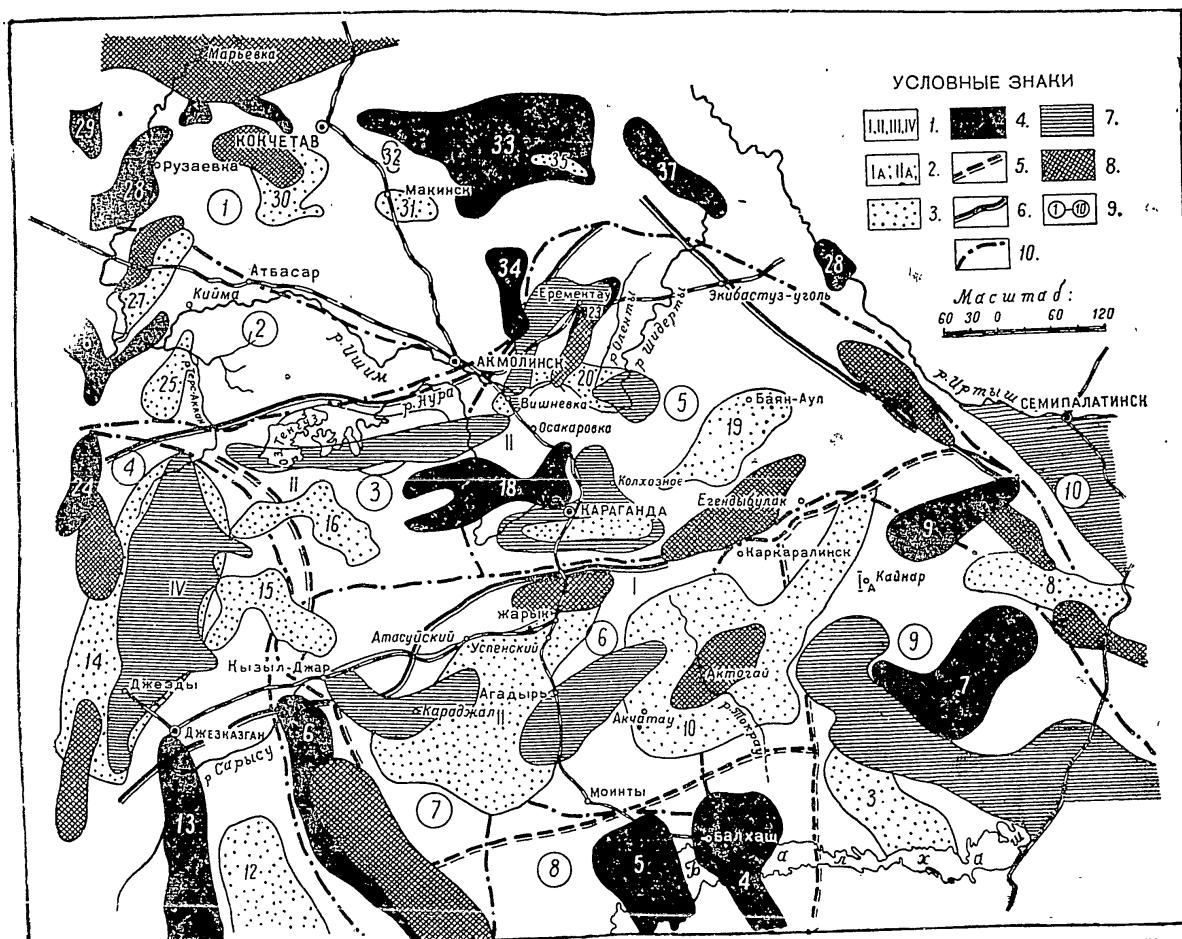


Рис. 5. Структурно-геофизическая схема Центрального Казахстана. 1 — структурно-геофизические зоны; 2 — структурно-геофизические подзоны; 3 — зоны повышенных линейно-вытянутых градиентов силы тяжести; 4 — относительно-отрицательные аномалии; 5 — границы структурных подзон; 6 — области преобладающих поднитий в среднем палеозое; 7 — области преобладающего опускания в среднем палеозое; 8 — границы фациально-стратиграфических регионов.

Названия фациально-стратиграфических регионов (1—10): 1 — Северо-Казахстанский; 2 — Приининский; 3 — Тенгиз-Терсакканский; 4 — Джезганский; 5 — Карагандинский; 6 — Атасу-Каратауский; 7 — Северо-Бетпакдалинский; 8 — Западно-Прибалхашский; 9 — Восточно-Прибалхашский; 10 — Чингиз-Тарбагатайский.

Примечание. Номера аномалий — по тексту в статье Д. Н. Казанли в 20-м выпуске «Известий Академии наук Казахской ССР», серия геологическая.

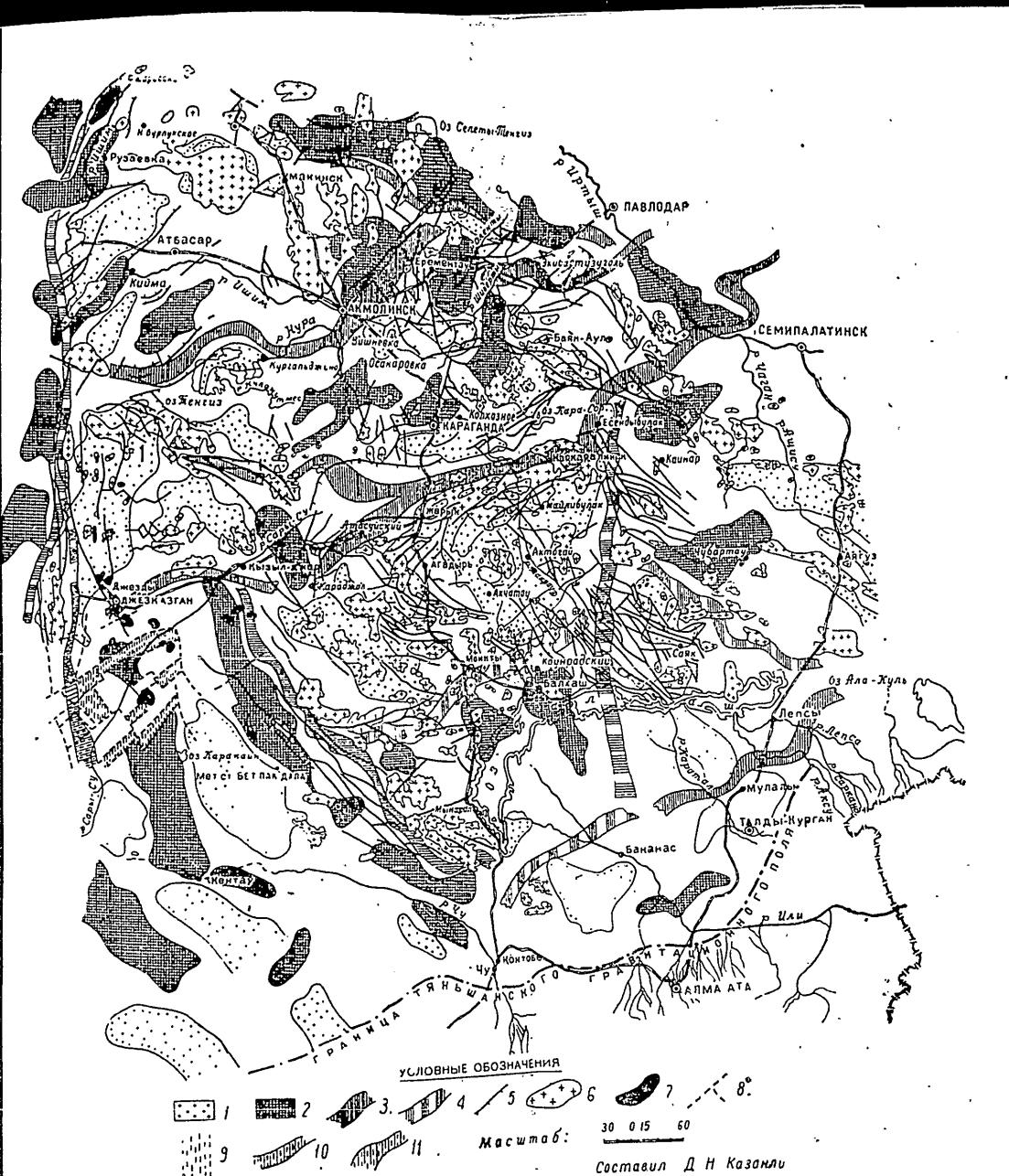


Рис 6 Схема совмещения структурно-геофизического и фационально-стратиграфического районирования. 1 — локальное относительно отрицательное гравиметрическое поле; 2 — локальное относительно положительное гравиметрическое поле; 3 — зоны параллельных изоаномал силы тяжести и зоны вытянутых параллельных градиентов, интерпретируемых как тектонические, существенно дислокационные границы различных структурно-фациальных областей; 4 — то же, что и 3, тектонические, существенно дислокационные границы различных структурно-фациальных областей; 5 — разломы структурной карты Г. Ц. Медовева и некоторые меньшее значение градиентов, менее четко прослеживаемые; 6 — локальные максимумы магнитного поля АТ по аэромагнитным данным, интерпретируемым как полностью или частично на вскрытые интрузии, а также погребенные интрузии по другим данным, интерпретируемым как полностью или частично на вскрытые интрузии в Бет-Пак-Дале по аэромагнитным данным, 9 — области геофизическим данным, 8 — линии тектонических нарушений в Бет-Пак-Дале по аэромагнитным данным, 10 — центральные гребенообразных погруженный докембрийского фундамента в Бет-Пак-Дале по аэромагнитным данным, 11 — ослабленное продолжение Карсакпайской аномальной полосы в Карсакпайские магнитные аномальные зоны.

## ИСПРАВЛЕНИЯ

В статье М. С. Быковой, Д. Н. Казанили «Связь структуры гравиметрического поля Центрального Казахстана с раннегерцинскими литолого-фациальными областями» следует читать:

Подпись под рис. 5. Схема совмещения структурно-геофизического и фациально-стратиграфического районирования (и далее по тексту).

Подпись под рис. 6. Структурно-геофизическая схема Центрального Казахстана (и далее по тексту).

В тексте, на стр. 77, 81, 83, 85, 86, 89, все ссылки на рис. 6 относятся к рис. 5. На стр. 87 (третья строка снизу) ссылка на рис. 6.

в  
а  
о  
и,

рованности карбона в этих мульдах (плоское дно и относительно круглые борта) ясно указывает на грабенообразную их природу.

В результате изучения фациально-стратиграфических типов разрезов раннегерцинского времени на территории Северного Казахстана было выделено два региона: 1-й регион — Северо-Казахстанский, характеризующийся перерывом до нижнего турне, и 2-й регион (Приишимский), в котором перерыв имел место до среднего турне, общая мощность всего разреза — менее 550 м (см. стр. 73). Южная граница Приишимского региона, естественно, полностью совпадает с южной границей III-й геофизической зоны. В пределах этих двух регионов отсутствуют области постоянного прогибания. Приишимский регион в сущности совпадает с обширной и высокоположительной аномалией Джаркайнагачского антиклиниория и положительной аномалией Адильтекской мульды. В пределах Северо-Казахстанского региона оказываются все разрезы раннегерцинских слабоугленосных и прибрежно-морских терригенных толщ восточной части Северного Казахстана и разрезы наложенной Ново-Михайловской мульды. Области устойчивого поднятия этой зоны соответствуют отрицательным аномалиям центральной части Кокчетавского антиклиниория, Зерендинского массива и упомянутой ранее области отрицательных аномалий Калманкульского синклиниория.

#### Четвертая геофизическая зона (Улутауская)

Нам остается рассмотреть так называемую IV-ю геофизическую зону, которая на значительной площади совпадает с антиклиниорием Улутау. Однако площадь этой огромной отрицательной гравиметрической аномалии не совпадает с областью развития докембрия Улутауского антиклиниория. В пределы этой аномалии попадает только восточная часть площади Арганатинского антиклиниория, а полоса железистых кварцитов карсакпайской полосы пересекает нижнюю половину аномальной площади. Большая часть площади этой отрицательной аномалии сложена мощной толщей кластогенных пород девона и карбона. В область этой отрицательной аномалии меридионального простирания попадают субширотные концы выделенных А. А. Богдановым Айдагалинской, Басбайтальской, Амантибинской мульд, и, таким образом, почти вся восточная часть этого аномального поля совпадает со структурой Эскулинского синклиниория А. А. Богданова. Площадь этого синклиниория в виде сравнительно узкой зоны, фиксированной повышенными мощностями девона и карбона, протягивается в меридиональном направлении между докембriем Улутауского антиклиниория и полосой развития докембriя в межграбеновых зонах грабен-синклиналей Сарысу-Тенизского водораздела на меридиане Киренского поднятия. Однако, как мы уже указывали в другой работе [16, стр. 79], одно только наличие здесь прогиба, выполненного сравнительно менее плотными породами девон-карбона, не может объяснить наблюдаемые здесь аномалии; только наличие глубокого погружения на границе ультрабазитового слоя в 4—5 км в сумме с наличием легких пород верхних ярусов в состоянии объяснить величину наблюдавшихся аномалий.

Границы выделяемой на основании гравиметрических данных IV-й зоны очень точно совпадают с контурами Джезказганского региона, выделяемого в результате анализов стратиграфо-фациальных комплексов Центрального Казахстана. Особенности разреза этой зоны изложены на странице 73. Здесь важно еще подчеркнуть, что области устойчивого поднятия в среднем палеозое более или менее точно соответствуют северная (24, на рис. 6) площадь относительно положительной аномалии,

выделенной уже в пределах Тургайской впадины. Южная же площадь устойчивых поднятий соответствует области развития древних гранитоидов южного окончания области развития докембрия западнее Караксая. Таким образом, в целом область развития отрицательной гравиметрической аномалии указывает на область смытия древних тектонических палеозойских структур Тургайской впадины и палеозой Центрального Казахстана, смытие сопровождавшего образование зоны по-гребенчатой и аккумуляции на границе нижнепалеозойских и раннегерцинских поднятий, расположенных западнее. Эта область древних вытянутых островных массивов нижнего палеозоя может быть прослежена вдоль всей западной границы Центрального Казахстана.

## Заключение

Сопоставление структуры гравиметрического поля Центрального Казахстана с литофациональными областями раннегерцинского времени, установленными на основании наиболее полного изучения накопленного до настоящего времени материала, позволяет сделать следующие выводы.

1. Устанавливается полное соответствие между основной субширотной гравиметрической зональностью и зональностью крупных областей раннегерцинской супи и раннегерцинскими областями трансгрессии. Такая граница фаменской трансгрессии точно соответствует границам Карагандинского и Северо-Казахстанского (второго и третьего) геофизических районов, а границы верхнеизейской-наморской супи соответственно областям, так называемым Успенско-Каркаралинского и Станско-Кокшетауджаркского поясов смятия (совпадающим с областью линейно-вытянутых изоманов или областями «флекслузы» в уровне гравиметрического поля).

2. Большинство областей преобладающего опускания и преобразующего поднятия в раннегерманское время (стабильные острова и впадины) совпадает с локальными гравиметрическими полами, причем большинству поднятий точно или близко соответствуют площади локальных относительно положительных аномалий.

3. Изложенные выше закономерности, вытекающие из сопоставлений, указывают, что существующее гравиметрическое поле отражает раннегерцинскую структуру. Следовательно, дифференциальные движения в земной коре, и в том числе пассивные изостатические движения не изменили сколько-нибудь значительно нарушения гравитационного равновесия в земной коре на территории Центрального Казахстана посредством замятия активных тектонических сил раннегерцинского времени.

4. Зоны линейно-вытянутых изосомал (флексур гравиметрического поля) являются границами особенностей структуры земной коры на ограниченных площадях (границы либо тяньшанского либо алтайско-каратагского направлений). Эти границы являются вместе с тем границами распространения регрессии и трансгрессии и границами морфологических особенностей внутренних, сравнительно мелких структур, отличающихся также по литофаунтическому составу отложений.

Б. Государственный анализ гравиметрического поля указывает, что

5. Количество-членный анализ гравиметрического поля указывает, что большинство крупных структур, таких, как Агадирская, Улутау, Карагандинская мульда и др., обусловлено также процессами погружения сиалических масс в ультрабазитовый слой, а структуры типа Чу-Илийского антиклиниория — поднятием ультрабазитового слоя, утонением земной коры. Спадение локальных гравиметрических полей со стратиграфо-литологическими областями и регионами указывает, что формирование этих регионов захватило всю толщу земной коры, и, следовательно, их появление не может объясняться только как результат образования горстов и грабенов в раздробленной земной коре на определенном этапе развития области, а выражает особенности движения земной коры и ее субстрата, их вонообразный, все более изменяющийся характер.

6. Меридиональная граница особенности структур Центрального Казахстана, проходящая через Боровской массив и границу Макинского массива к району между Кызылдиком и Караджалом (долю 70°30'') и совпадающая с границей срединного антиклиниория Г. Н. Шербя [36, стр. 53], нанесенного первоначально П. А. Кропоткиным [18, стр 53] и установленного также Д. Н. Казанин [2, стр. 77], не нашла своего четкого выражения в распределении стратиграфо-литологических регионов. Эта граница не выражается ни в виде гравиметрической флексуры, ни в виде границы существенного различия тектонического режима или действительно существующих границ регрессии или трангрессии раннегерцинского времени.

Однако реальность этой границы бесспорна. Она выделена Центральным Казахстаном тем отчетливее, чем древнее обще стабилизации. Наиболее ясно она выражена в III-й геофизической зоне и отсутствует в I-й. Все это указывает, что слабоизъяиненная в раннегерцинском этапе тектонического развития граница эта играла существенную роль в более древних этапах.

роль в зонах дробления.

7. Как уже указывалось, особенности гравиметрического поля, как правило, подчеркивают особенности тектонического режима отдельных блоков Центрального Казахстана раннегерцинского времени, выраженного в особенностях литофационального разреза. Однако выражение в гравиметрическом поле внутреннего минимума I-й зоны не имеет достаточно яркого эквивалентного отображения в раннегерцинском седиментационном процессе. Это обстоятельство и необычно большие размеры блоков этой зоны заставляют связывать гравиметрические особенности этой площади с процессами гранитизации и интенсивных выражений кислого эфузивного вулканизма. Эти особенности процессов гранитизации, возможно, связаны со специфическими, немеханическим порядка, процессами на границах земной коры, обусловленными в конце концов широкое развитие процесса получения больших масс кислой магмы (специфическое развитие дифференциации).

8. Природа границ регрессии и трансгрессии раннегерцинского времени и зон — областей поисков смытия и параллельных изохром (флексур гравиметрического поля) не вполне соответствует обычному представлению о так называемых глубинных разломах, как узких дисъюнктивных зонах. Ассоциация этих полособразных областей с глубинными разломами является логичной в той части, которая декларирует первичную планетарную природу таких границ (Р. Штагуб, 1954). Близкую все- го эти зоны Центрального Казахстана выражаются в представлениях о континентальных флексурах Ж. Буркера [30] и подвижных зонах Ю. Би- либина [4].

9. В раннегерцинском этапе Центрального Казахстана ясно выражен этап стабилизации геосинклинальной области в форме изолированного участка земной коры. Однако эта стабилизация не привела к созданию платформы, что и следует из анализа характера современного гравиметрического поля [16] и из факта отсутствия соответствующего платформенного вулканизма [34]. В структурных и литофациальных чертах Центрального Казахстана сохранилось (как и для Китайской платформы) больше черт геосинклинального развития, чем это наблюдается на типичных и тем более древних платформах.

10. Сопоставление крупных структур Центрального Казахстана, а также мелких внутренних структур соответствующих гравиметрических полей указывает, что как масштаб, так и продолжительность формирования этих структур имеют аналоги в внутривулканических структурах США, например в «юрременных» геосинклиналях М. Кэй [21], зевогеосинклиналях и эзогеосинклиналях. Однако анализ литофациальных типов разрезов и особенностей развития (соотношение с субстратом) заставляет считать, что наиболее близкая аналогия имеется с вторичными — дочерними — структурами поздних этапов геосинклинального развития с характерным субсеквентным вулканизмом переходного к платформе этапа.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Основные черты тектоники Центрального и Южного Китая // Известия Академии наук СССР, серия геологическая, 1956, № 8.
2. Беспалов В. Ф. Средний палеозой Джунгаро-Балхашской интрагеосинклиналии. «Советская геология», 1956, № 52.
3. Беспалов В. Ф. Верхний палеозой Восточного Казахстана. «Советская геология», 1956, № 52.
4. Борисов Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи Государственда. 1954.
5. Богданов А. А. Палеозойские тектонические структуры южной части Карагандинской области и Чу-Балхашского водораздела. Сб. «Тектоника СССР». Т. I. 1948.
6. Богданов А. А. Тектоника западной части Центрального Казахстана: «Советская геология», 1954, № 41.
7. Богданов А. А., Мазарович О. А., Михайлова Е. В. Четвериакова Н. П. Новые данные о геологии докембрийских и палеозойских отложений Атасынского района. «Советская геология», 1955, № 48.
8. Боруков Р. А., Вандальев М., Ляпиничев Г. Ф., Никитич И. Г., Годунова Ольга. Соловьев М. «Известия Академии наук Казахской ССР», серия геологическая, 1955, вып. 20.
9. Боруков Р. А. Формации донапалеозоя и нижнего палеозоя северо-востока Центрального Казахстана. Юбилейный сборник, посвященный В. А. Обручеву. «Известия Академии наук Казахской ССР», 1953, № 17.
10. Боруков Р. А. Доналедозой и нижний палеозой северо-восточной части Центрального Казахстана. Геотехник, 1955.
11. Борсук Б. И. Основные черты геологического строения палеозойского фундамента Бетпак-Дала. «Известия Академии наук Казахской ССР», серия геологическая, 1949, № 11.
12. Быкова М. С. Стратиграфия и условия формирования угленосных мульд северо-восточной части Центрального Казахстана. Труды Лаборатории угля, вып. II, 1954.
13. Быкова Г. Е. Геологическое строение южной части бассейна р. Терсаккан. Труды Казахского геологического треста, вып. 2, 1936.
14. Волкова М. С. Геологическое строение западной части Есильского района. Труды Казахского геолреста, вып. 1, № 1, 1936.
15. Водорезов Н. Г., Кассин Н. Г., Медеев Г. Ц. Общая геологическая карта Казахстана. Район Средне-Чидертинский и Улентинский (Башкуюль, Колжанчай). Труды ГГРГ, вып. 318, 1937.
16. Казанлы Д. Н. Структура Центрального Казахстана на основании анализа гравиметрического и магнитного полей. «Известия Академии наук Казахской ССР», серия геологическая, 1955, вып. 20.

#### Связь структуры гравиметрического поля

17. Кассин Н. Г. Развитие геологических структур Казахстана. «Известия Академии наук Казахской ССР», серия геологическая, 1951—1952, вып. 14, 15.
18. Кропоткин П. Н. Тектоника, стратиграфия и металлогенез Северного Казахстана. Труды института геологических наук Академии наук СССР, 1950, вып. 103.
19. Кропоткин П. Н. Строение складчатого фундамента Центрального Казахстана. Труды института геологических наук Академии наук СССР, 1950, вып. 103.
20. Кумпман А. С., Веникин А. С. О некоторых закономерностях размещения полиметаллических месторождений во внутренней части Джунгаро-Балхашской структуры. Информационный сборник ВСЕГЕИ, № 2, 1955.
21. Кей М. Геосинклиналь Северной Америки. Геоиздат, 1955.
22. Маркова И. Г. О возрасте и положении в структуре интрузий Бетпак-Дала. «Советская геология», сб. 51.
23. Маркова И. Г. Тектоника Чингизской зоны северо-востока Казахстана. «Советская геология СССР», 1948.
24. Михайлов А. Е. К вопросу о формировании верхне-палеозойских структур западной части Тенгизской впадины. «Советская геология», 1955, № 48.
25. Медеев Г. Ц. Геологическое строение южной окраины Карагандинского бассейна. Материалы по геологии и полезным ископаемым Казахстана. Карагандинское издание, 1939, вып. 8.
26. Наливкин Д. В. Учение о фациях. Изд. АН СССР. Т. I и II, 1956.
27. Пейлев А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Глубинные типы глубинных разломов. Статья I. «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1956, № 1.
28. Руслаков М. Н. К вопросу о наличии надвигов и сбросов в восточной части Карагандинской степи. «Известия Главного геологического управления», 1930, № 2.
29. Саттава К. И. О металлогенических этапах, формациях и поясах Центрального Казахстана. «Известия Академии наук Казахской ССР», серия геологическая, 1953, вып. 17.
30. Хан и В. Е. О современном состоянии зарубежной геотектоники. «Советская геология», 1955, № 48.
31. Хан и В. Е., Ронов А. Б. Девонские литологические формации мира. «Советская геология», № 41.
32. Шатров И. Г. Геотектонические основы поисков нефти. Баку, 1954.
33. Шатров И. Г. Мезо-кайнозойские тектоники Центрального Казахстана и Западно-Сибирской платформы (к вопросу о явлениях унаследования в разнотипных платформах). Сборник, посвященный памяти А. Д. Архангельского. Изд-во АН СССР, М., 1951.
34. Шатров И. Г. Некоторые закономерности распространения вулканических явлений на платформах. Труды Всесоюзного аэрогеологического треста, вып. 2, 1956.
35. Шлагин Е. Д. Тектоническое строение северной части Северо-Восточно-го Казахстана. «Проблемы советской геологии», 1935, № 2.
36. Шерб Г. Н. Глубинные подвижные зоны Центрального Казахстана. «Известия Академии наук Казахской ССР», серия геологическая, 1955, вып. 20.
37. Руслаков М. П. Озеро Балхаш и Прибалхашье. Геология и полезные ископаемые. ГНТИ, 1930.

Статья поступила в редакцию  
28 февраля 1957 г.

#### РЕЗЮМЕ

Макалада Орталық Казақстанда (Сары-Арқа) гравиметрия полясынан структураларын митофаңында - облыстыармен салыстырур нәтижесінде көлтүрлөген. Осы салыстырулық арқасында мынаны бақтауға болады. Қунбылтық соылыған гравиметрия және ерте-герчин дәуіріндегі болған қырғыз облыстар зоналары бірімен бірі сайкес жатыр.

Б. С. ЖЕВАГО

**ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РУДНИКА  
МИРГАЛИМСАЙ**

Месторождение Миргалимсай, находящееся в сложных гидрогеологических условиях, характеризуется весьма трудной для разработки обстановкой. Трудность заключается в том, что имеющиеся и боковые породы сильно обводнены, в силу чего подготовительные и очистные выработки иногда затапливаются.

Основную сложность представляет то обстоятельство, что горные породы обводнены весьма неравномерно, и поэтому часто случаются внезапные прорывы больших масс воды в выработках.

Значительные водопритоки в горных выработках, внезапность прорывов больших масс подземной воды, а также значительные гидростатические напоры создают условия, при которых сузился фронт горноподготовительных работ на руднике.

Поэтому выработка правильных и кардинальных рекомендаций для борьбы с шахтными водами является безотлагательной задачей гидрогеологов, работающих в этом районе. За 15-летний период здесь проведено большое количество различных видов гидрогеологических работ, в результате чего к настоящему времени накоплены значительные материалы по гидрогеологии месторождения Миргалимсай. На основании анализа этих материалов сейчас представляется возможным подвести некоторые итоги проделанных работ с соответствующими выводами и попытаться наметить меры борьбы с рудничными водами Миргалимсая.

Для уяснения всей сложности гидрогеологических условий района месторождения весьма кратко остановимся на характеристике естественно-исторической обстановки.

Миргалимсайский рудник расположен у подножья юго-западного склона Центральной части хребта Карагату, который представляет собою относительно невысокое, асимметричное горное сооружение, протягивающееся с юго-востока на северо-запад. Центральная часть Карагату является наиболее высокой частью всего хребта. Здесь отдельные вершины имеют абсолютные отметки более 2000 м. (Бессаз, Мынхишки и др.). Северо-восточный склон хребта более кругой и узкий, а юго-западный склон пологий и широкий. У подножья хребта как с северо-восточной, так и с юго-западной стороны резко выделяются предгорные наклонные равнины-шлэфы, переходящие к югу в Присырдаринскую низменность, а к северу — в Чуйскую впадину.

Все реки юго-западного склона Центральной части хребта Карагату на большом протяжении прорывают скальные породы и имеют каньонообразные сечения долин. В верхних частях долины рек нередко очень

узкие, врезаны в цоколь скальных пород до 500 м. К подножью хребта, как правило, долины постепенно расширяются до 300—500 м, а высота бортов уменьшается до 50—100 м.

Водораздельные пространства между реками представляют собою плоские участки, слабо наклоненные к юго-западу. Они создают впечатление столowych гор, в большей или меньшей степени изрезанных овражной сетью. Овражная сеть обычно неглубокая, и направление ее далеко не согласуется с общим юго-западным направлением речных долин.

Распределение стока рек в течение года неравномерное. Характерной особенностью режима рек является наличие сезонного паводкового стока. Появление паводка обычно наблюдается в феврале — марте месяце и определяется началом интенсивного таяния снега в горах, связанным с общим потеплением воздуха.

Продолжительность и интенсивность паводкового периода зависит от величины запаса снега в горах, от быстроты его таяния, количества и продолжительности дождей, выпадающих на площади водосбора в весенне время.

Помимо речного стока, в предгорной части равнины, вдоль подножья хребта, в большинстве случаев существует круглогодичный родниковый сток. Здесь расположены в непосредственной близости от контакта палеозойских известняков и нижне-меловых глин целый ряд родников с общим расходом воды, достигающим в максимальную фазу режима 2,5 м<sup>3</sup> в секунду.

Климат района имеет резко выраженный континентальный характер с четким зональным изменением метеорологических условий. Осадки как в годовом, так и в многолетнем разрезе неравномерны. В зависимости от гипсометрических зон среднегодовое количество осадков колеблется от 272 мм в городе Кентау до 950 мм на водоразделе хребта. Наибольшее количество осадков выпадает в зимне-весенний период (декабрь — май). На этот период приходится от 70 до 80% годовой суммы осадков.

В геологическом отношении юго-западный склон Центральной части хребта Карагату представляет область развития осадочных пород палеозоя с редкими площадями интрузионных пород дайкообразной формы.

В предгорьях Карагату широко развиты верхнемеловые отложения, прикрывающие карбонатную толщу палеозоя. Четвертичные и третичные отложения в пределах юго-западного склона не имеют широкого развития.

Описываемый район сложен четырьмя литологическими комплексами пород, различными также и по возрасту.

1. Нижнепалеозойский комплекс песчаников и конгломератов силура и девона. Этот комплекс пород слагает Центральную, наиболее высокую, часть хребта Карагату, а также Джигаланатинскую Кзылатаинскую антиклинали, расположенные в средней части юго-западного склона.

2. Среднепалеозойский комплекс представлен голубовато-зелеными аргиллитами, залегающими всюду у основания фаменских отложений. Мощность аргиллитов, где тектоника спокойна, не превышает 60 м, в отдельных раздувах мощность их достигает 100 м, а местами под влиянием тектонических движений они совсем выжаты.

3. Комплекс карбонатных пород среднего палеозоя — известняки, доломитизированные известники и доломиты фамена и турия. Ими сложена почти вся площадь юго-западного склона. Мощность карбонатных пород достигает 1100 м.

4. Комплекс меловых отложений — мергели, алевролиты, пески разнозернистые и глины. Эти отложения развиты главным образом в пред-

горье юго-западного склона. Мощность комплекса местных отложений, вскрытая буровыми скважинами в Атбасе, не превышает 20 м.

Кантаги-Баялдырское рудное поле, куда входит и месторождение Миргалимса, сложено в основном карбонатными породами палеозоя, в основании которых залегают аргиллиты, выходящие на дневную поверхность в виде краинских антиклинальных структур — Кантагинской, Ионкульской, Консольской и Айналасайской.

Толща карбонатных пород фаменского яруса, с которыми связано месторождение Миргалимса, состоит из чередующихся горизонтов известняков, доломитизированных известняков и доломитов, кремко-ватой, слюстистой и тонкослоистой текстуры. Эти же диагностические признаки дали возможность Н. Л. Бубличенко (1932) разделить всю толщу фамена на 10 горизонтов: переходный, доломитовый, нижнеконкавтый, нижнеленточный, яичестый, второй ленточный (руный горизонт), среднекомковатый, верхнекомковатый и верхнеленточный. Общая мощность фаменской толщи на Миргалимсе составляет 350 м.

На фаменской толще согласно налегает нижнекаменноугольная свита, представленная исключительно карбонатными породами нижнекемеровского возраста, имеющими одинаковый состав известняков. По текстурным признакам толща определяется на пять горизонтов: базальный, искристый, первый перемежающийся, второй перемежающийся и полосчатый. Общая мощность свиты — 700—750 м.

Тектонические проявления в пределах Кантаги-Баялдырского района, как и в пределах всего хребта Карагату, связаны с Судетской фазой кайнозойской орогенической эпохи.

Альпийский орогенез проявился в пределах описываемого района главным образом в форме дислокационных дислокаций.

Весь комплекс подошвенного палеозоя залегает с различным угловым несогласием на интегрированной дислокированной толще силура.

Основные варисцовые складки и структуры рудного поля характеризуются общим северо-западным трендом соприкосновения складок, значительной шириной и небольшими амплитудами. Направление и наклоны широких складок подвержены частым изменениям, в связи с чем общая ракурсировка складок неоднозначна.

Слагающие районы породы девонского и каменноугольного возраста всплески развили свойство механического состава по-разному реагировать на орогенические движения. Пластичная фаменская свита собрана из исклонительно синклинальных складок, частично опрокинутых на северо-восток. Жесткая каменноугольная свита собрана в широкие брахисинклинали больших размеров с осьями, вытянутыми преимущественно Карагатуским прогибом. Характерным для каменноугольных свит является отсутствие антиклинальных складок. Наиболее крупные складки описываются как синклиналь, между которыми располагаются многочисленные антиклинальные и синклинальные структуры второго и третьего порядка.

Основной структурной единицей Кантаги-Баялдырского рудного поля является Консольская антиклиналь, ось которой постепенно погружается на запад, пересекая долину р. Кзылтыя. Восточный конец кругу погружается на водоразделе левобережья Баялдыра и осложнен цепью рядом вторичных синклинальных и антиклинальных перегибов, представляющих собой Миргалимскую рудную зону, которая состоит из Северной и Сонкульской синклиналей.

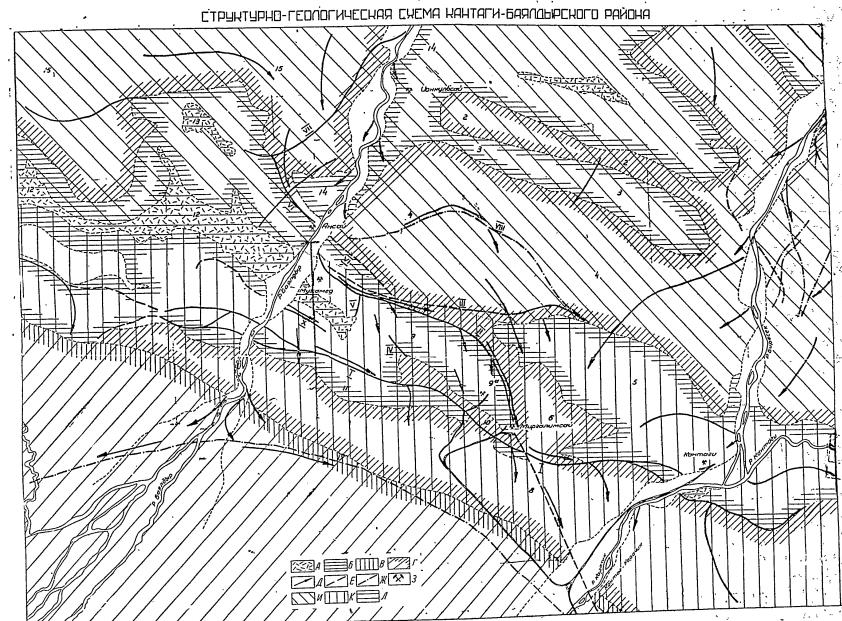


Рис. 1. Карта района Миргалимса. А — выходы аргиллитов на дневную поверхность; Б — антиклинальные структуры девона. Трещинно-карстовые воды известняков и доломитов со слюстовой поверхностью; в — антиклинальные структуры корона. Трещинно-карстовые воды известняков; Г — погребенные синклинальные и доломиты со слюстовой поверхностью; Д — антиклинальные структуры корона. Трещинно-карстовые воды известняков; Е — погребенные синклинальные структуры Герцинской фазы; Ж — антиклинальные структуры Алтайской фазы; З — месторождение синтеза. И — области формирования подземных вод; К — область транзита подземных вод; Л — гидроизоляция; М — бедородные участки; Н — складчатые структуры: I — Ионкульская антиклиналь; II — Джалдаская антиклиналь; III — Сонкульская антиклиналь; IV — Биреская синклиналь; V — Сонкульская антиклиналь; VI — Южная антиклиналь; VII — Джусясайский надвиг; VIII — Ашибулакский сброс; IX — Чатынмадаский надвиг; X — Айналасайская антиклиналь; XI — Акчичекская синклиналь; XII — Ашибулакский антиклиналь; XIII — Ашибулакский надвиг; XIV — Даудетская антиклиналь; XV — Акчичек Яюс; XVI — наезд Мухамед; XVII — наезд Аисай; XVIII — Ашибулакский сброс; XIX — Чатынмадаский надвиг.

Гидрогеологические условия рудника Миргалимсай

97

К северо-востоку продолжением Миргалимсайской рудной зоны является сонгульсайская антиклиналь; к юго-востоку размещается Кантагинская антиклиналь; к юго-западу от Миргалимсайской рудной зоны находится Кантагинская синклиналь; к северу располагается Бересекская синклиналь. Такова в общих чертах структурная схема Кантаги-Баялдырского рудного поля (рис. 1).

Все перечисленные структурные единицы осложнены как более мелкими складками третьего порядка, так и многочисленными дизьюнктивными нарушениями различного типа и масштаба.

Дизьюнктивные нарушения относятся к типу надвигов и взбросов. Кроме этих нарушений, сопровождающих более или менее значительные смещения пород, весьма широко распространены безамплифидные нарушения, выраженные зонами интенсивного брекчирования, смятия и трещиноватости.

К наиболее значительным относятся Южный, Главный и Ансайский надвиги, ограничивающие с севера и юга Миргалимсай-Кенкольскую антиклинальную зону. Внутри этой зоны имеются наиболее крупные нарушения — надвиг Янос, Каты-Камальский и Северный, проходящий в опущенном северо-восточном крыле главного надвига.

Для крупных нарушений Кантаги-Баялдырского рудного поля характерными являются следующие особенности:

1. Все надвиги имеют северо-западное простирание, соответствующее общему простиранию складчатых структур, но иногда в отдельных случаях имеются и отклонения от основного направления.

2. Поверхности надвигов пересекают породы в направлениях от близких к нормальному до совпадающих с напластованием.

3. На всех надвигах взброшенными являются юго-западные крылья, что указывает на общее движение масс в северо-восточном направлении.

4. Амплитуды стратиграфических перемещений над надвигами варьируют в широких пределах: от десятков до нескольких сотен метров.

5. Складчатые формы в висячих крыльях надвигов не имеют соответствующих продолжений в лежачих крыльях, что свидетельствует об одновременном формировании складок и надвигов.

6. Надвиговые швы иногда представляют собой притертые трещины и фиксируются только по несоответствию контактирующих горизонтов. Однако обычно по надвигам развиты брекции мощностью до 10—12 м, а в местах сопряжения надвигов мощность брекций достигает 50—100 м.

Помимо крупных дизьюнктивов, в пределах Кантаги-Баялдырского рудного поля имеется значительное количество более мелких трещин, разделенных на кососекущие или продольные, сопровождающие зоны надвигов, безамплифидные трещины растяжения различных направлений, поперечные трещины и пластовые, сопровождающиеся перетиранием или брекчированием пород.

Все эти особенности тектонических проявлений благоприятствовали усиленной циркуляции подземных вод, что отразилось на развитии карста в карбонатной толще палеозоя.

Общеструктурный план центральной части Карагату, литологический состав пород, наличие значительных по простиранию и глубине захвата дизьюнктивов, климатические особенности, а также рельефные условия Карагату предопределили наличие сложных гидрогеологических условий в юго-западном склоне центральной части Карагату.

В гидрогеологическом отношении юго-западный склон Карагату в пределах описываемой площади является частью самостоятельного гид-

рогоеогенетического региона, оконтуриваемого выходами карбонатных пород палеозоя на дневную поверхность. На карте весь регион в целом вырисовывается в виде сложного синклиниория, простирающегося параллельно склону и ограниченного с севера, запада и востока — выходами аргиллитов на дневную поверхность, а к югу открытою в сторону Сырдарьинской равнины. Девонские антиклинальные структуры с аргиллитами в основании ориентируют движение водных масс и, расчленяя водоносные толщи карбонатных пород, ряд водоемов, обусловливают разгрузку подземных вод ниже по склону.

Именно с этим гидрогеологическим регионом и связаны весьма сложные гидрогеологические условия Кантаги-Баялдырского рудного поля. Поэтому здесь мы не затрагиваем других не менее обширных гидрогеологических участков, расположенных гипсометрически ниже рудного поля.

В оконтуренном нами гидрогеологическом регионе выделяется главным образом трещинно-карстовый тип подземных вод, приуроченных к комплексу карбонатных пород девона и карбона.

В гидрогеологии Кантаги-Баялдырского рудного поля основную роль играют также трещинно-карстовые воды. Трещинно-карстовые воды известняков карбона и девона, несомненно, нужно рассматривать как один взаимосвязанный водоносный горизонт, но водообилие этих двух формаций надо признать разным. Известники карбона, несомненно, являются значительно более водообильными по сравнению с карбонатными породами девона. Это положение имеет большое значение и в практическом отношении. Известники карбона, занимая огромную площадь и имея большую мощность, являются основным аккумулятором подземных вод в районе. Согласно нашим исследованиям, только в районе Кантаги-Баялдырского рудного поля объем пустот и трещин, представляющих из себя ничто иное как емкость для накопления подземных вод, в карбоне составляет примерно 3648 тыс. м<sup>3</sup>, а в девоне — всего 820 тыс. м<sup>3</sup>.

Крупные дизъюнктивные нарушения, особенно сильно развитые в Карагату, секущие как девонские, так и карбонатные структуры, являются основными путями движения больших масс подземных вод. При этом путями циркуляции подземных вод являются не только сами дизъюнктивы, но также и сильно дробленые породы вдоль этих дизъюнктивов, образующие зоны дробления шириной до 300 м.

Формирование подземных вод происходит в области юго-западного склона на плоскости синклиниория. Здесь подземные воды пополняются: 1) за счет поверхностных вод речных систем, приносящих свои воды с водораздела хребта и 2) за счет выпадающих атмосферных осадков на плоскости гидрогеологического региона.

Кроме того, не исключена возможность питания подземных вод и за счет конденсации влаги из воздуха. Первый фактор действует круглогодично, а второй имеет место только в осенний, зимний и весенний периоды. Летние осадки идут целиком на испарение.

Кантаги-Баялдырское рудное поле на западе и востоке ограничено выходами аргиллитов на дневную поверхность, которые, являясь водоупором, преграждают движение подземных вод в сторону равнины. Подземные воды, формируясь к северу, западу и востоку от Кантаги-Баялдырского рудного поля и огибая участки с высоким положением края аргиллитового водоупора, движутся к месторождению Миргалимсай.

В свете сказанного схема движения подземных вод к описываемому участку выглядит следующим образом.

Воды, накапливаясь в карбонатных структурах, движутся: с севера — по депрессии между аргиллитовыми барьераами, расположеннымми в Ионкульсайской антиклинали, и по долинам рек Биресек и Кантаги; с востока — из Кантагинской и Бельмазарской синклиналей, вдоль Карабулакского поднятия, на запад и на юго-запад; с запада — вдоль Кенкольской антиклинали по депрессии между Ионкульсайскими и кенкольскими аргиллитами.

К участку рудного поля подземные воды устремляются по крупным дизъюнктивным нарушениям и через месторождение Миргалимсай направляются в область погружения палеозойских пород под меловые глинистые отложения.

Из сказанного видно, что участок Кантаги-Баялдырского рудного поля является преимущественно областью транзита подземных вод, стекающих сюда из смежных структур, расположенных гипсометрически выше. Указанные выше простая схема пополнения запасов в районе Кантаги-Баялдырского рудного поля в сильной степени осложняется инфильтрацией воды из речных долин. Поэтому на ход режима подземных вод в районе Миргалимса накладывается фактор пополнения запасов подземных вод за счет рек Биресек, Кантаги и Баялдыр, граничащих с описываемым рудным полем. Это происходит в весенне-летний период, что подтверждается ниже приведенными наблюдениями (табл. 1) за расходами воды на указанных выше реках в период февраль — апрель 1956 года.

Таблица 1

Потери в м<sup>3</sup>/сек.

Февраль				Март				Апрель			
Река Баялдыр, расстояние между постами — 830 м											
пост 35	пост 36	потер- ри	пост 35	пост 36	потер- ри	пост 35	пост 36	потер- ри	пост 35	пост 36	потер- ри
Среднемесячн.	1,53	1,16	0,37	5,81	5,12	0,69	7,96	7,21	0,75		
Река Биресек, расстояние между постами — 1000 м											
пост 38	пост 39	потер- ри	пост 38	пост 39	потер- ри	пост 38	пост 39	потер- ри	пост 38	пост 39	потер- ри
Среднемесячн.	1,50	1,10	0,40	5,97	4,61	1,36	7,17	5,85	1,32		
Река Кантаги, расстояние между постами — 2700 м											
пост 19	пост 29	потер- ри	пост 19	пост 29	потер- ри	пост 19	пост 29	потер- ри	пост 19	пост 29	потер- ри
Среднемесячн.	0,56	0,38	0,18	2,41	1,83	0,68	2,64	2,51	0,13		

Как видно из данных таблицы, только между двумя постами на сравнительно коротком расстоянии реки Баялдыр, Биресек и Кантаги теряют значительное количество воды, идущее на пополнение запасов подземных вод. Вообще же в пределах Кантаги-Баялдырского рудного

поля указанные реки теряют до 5,4 м<sup>3</sup>/сек. воды, что, безусловно, играет большую роль в балансе подземных вод Миргалимсая.

Режим подземных вод в районе Миргалимсая зависит, главным образом, от количества и сроков выпадения атмосферных осадков, продолжительности речного стока, от температуры воздуха, а также от высоты снежного покрова в горной части. Сопоставляя кривые колебания уровня подземных вод с кривыми речного стока, колебаниями температур воздуха, родникового стока и атмосферных осадков можно прийти к следующим основным выводам.

1. Пополнение запасов подземных вод в зоне формирования происходит в основном в начале перехода температуры воздуха от отрицательных значений к устойчивым положительным, когда начинается таяние снега в горной части, что сопровождается резким нарастанием расходов рек.

2. Основным фоном режима в районе Миргалимсая является подземный сток из участков, расположенных гипсометрически выше, на которых накладывается инфильтрация речных вод. При этом, как показывают наблюдения, речные воды играют, по-видимому, главную роль в общем балансе водопритока в рудник.

3. В связи с углублением рудника и постепенным увеличением количества откачиваемой воды из шахты амплитуда колебаний уровня также из года в год увеличивается, главным образом, за счет снижения нижнего предела колебания при повторяющемся из года в год верхнем пределе, что указывает на главную роль речных вод в увеличении регулируемых запасов подземных вод.

Сделанные выводы имеют особое значение для практических целей, т. е. при выработке мероприятий для борьбы с рудничными водами.

Выше мы говорили о путях подхода подземных вод к Кантаги-Баялдырскому рудному полю. В районе рудника Миргалимсай путями циркуляции подземных вод, по которым проходит основная масса воды, являются:

1) зона главного Миргалимсайского надвига, окаймляющая месторождение с севера, северо-востока и востока;

2) зона южного взбросоиздвига, оконтуривающая месторождение с юга;

3) мощные зоны трещиноватых пород вдоль надвигов Янос, Параллельный, Крутой и ряда других, развитых в западной части месторождения.

На участке месторождения Миргалимсай подземные воды циркулируют по мелким и локальным трещинам, являющимся как бы разводящей сетью для основных потоков, особенно развитых в зоне годовых колебаний уровня подземных вод. На Миргалимсай все трещины подразделяются на трещины со смешением и без смешения, зияющие, полузакрытые и закрытые. Последние обычно заполнены рыхлым глинистым материалом. Среди трещин встречаются сухие, увлажненные, слабо донесенные и сильноводоносные.

Первые две группы относятся к типу закрытых, притертых или заполненных различным материалом, последние три группы относятся к зияющим открытым трещинам. Их водоносность определяется степенью открытости и закарствованности их стенок.

На площади месторождения указанная выше трещиноватость распределена неравномерно. Отдельные локальные трещины имеют весьма слабую гидравлическую связь между собой, осуществляющуюся, по-видимому, своеобразными путями циркуляции, и в конечном счете как-то сообщающиеся с сильноводоносными зонами разломов.

Соответственно этому и водоносность пород на площади месторождения распределена неравномерно.

Сказанное выше свидетельствует об исключительно сложных путях циркуляции подземных вод на участке Миргалимсая. Эта сложность усиливается еще и тем, что в горизонтальном направлении потоки по отдельным трещинам не являются прямолинейными, а в вертикальном направлении они то «ныряют» на глубину, то вновь появляются ближе к зоне годовых колебаний.

В отдельных трещинах движение подземной воды происходит не сплошь по всей трещине, а по отдельным промытым участкам (как бы по трубам) в связи с тем, что водоносные трещины в подавляющем большинстве выполнены известковистым или глинистым цементом.

Сложные пути циркуляции создают весьма значительное сопротивление движению воды в породе. Водопритоки в руднике Миргалимсай значительные, а дренажирование пород рудного поля очень слабое. Поэтому создаются опасные условия для разработки месторождения в связи с образовавшимися большими гидростатическими напорами, достигающими 16 атмосфер. При таких напорах небольшие водоносные трещины могут дать катастрофические притоки в одном месте, влекущие за собой затопление отдельных горных выработок.

В настоящее время основные водопритоки в горные выработки рудника Миргалимсай наблюдаются исключительно в восточной и западной частях месторождения, т. е. на участках трещиноватых зон Главного Миргалимсайского надвига на востоке и северо-востоке, на западе надвигов Янос, Вертикалльного и других.

Ниже приводятся данные о водопритоках (табл. 2) в руднике Миргалимсай за апрель 1956 г. по горизонтам и флангам рудника.

Согласно поиску, сделанному на-ми в районе Миргалимсая, только динамические запасы подземных вод в среднем многолетнем разрезе составляют 370 млн. м<sup>3</sup> в год, или 4,3 м<sup>3</sup> в секунду. В максимальную фазу режима, в отдельных более многоводных галереях подземного потока будет достигать 12 м<sup>3</sup> в секунду, и при дальнейшем развитии горных работ на нижних горизонтах весь этот поток должен будет поступать в горные выработки.

Из изложенного выше можно заключить, что гидрогеологические условия рудника Миргалимсай при больших водопритоках становятся чрезвычайно сложными, поэтому борьба с рудничными водами здесь приобретает исключительно важное значение в общем комплексе работ, связанных с добывкой руды.

При выборе схемы борьбы с шахтными водами на площади Кантаги-Баялдырского рудного поля необходимо исходить из следующих основных положений.

1. Основными источниками ежегодного пополнения запасов Кантаги-Баялдырского рудного поля являются:

а) подток вод из структур, расположенных гипсометрически выше по склону;

б) инфильтрация речных вод рек Баялдыр, Бирсек и Кантаги.

Первый источник в среднемноголетнем разрезе изменяется незначи-

Таблица 2

Гори- зонты рудни- ка	Водопритоки в м <sup>3</sup> в час		
	западный фланг	восточ- ный фланг	централь- ная часть
III		306	
IV	531	1547	
V	26	1045	
VI	77	38	
VII	1190	—	
IX	—	—	1088
Всего	1824	2986	1088

чительно и зависит от количества выпадающих осадков на площади водосбора.

Второй источник непостоянен, имеет сезонный характер и при дальнейшем развитии горных работ приобретает все большее и большее значение, т. е. удельный вес его в общем балансе рудничных вод все больше и больше увеличивается, так как в этих условиях за счет речных вод статистические запасы подземных вод переходят в ежегодно восполняемые регулировочные.

2. Основными путями движения подземных вод в районе Миргалимса являются зоны крупных разломов: Главный Миргалимсайский, Южный, Северный, Паралельный, Яюс, Крутой и ряд безымянных крупных сбросов. Помимо этого, не меньшее значение в транзите подземных вод в этом же районе имеет Сонкельсайский прогиб карбонатных пород карбона.

3. Максимальные притоки вод в горные выработки проявляются во время прохождения паводка на реках, т. е. в течение марта — мая; при этом нарастание водопритоков от минимума к максимуму происходит очень быстро в течение двух недель.

4. При дальнейшем развитии горных работ на нижних горизонтах рудника водопритоки будут возрастать и достигнут в максимальную fazu питания подземных вод 12 тыс. л/секунду.

5. Депрессионная воронка, постепенно увеличиваясь, будет захватывать в свою орбиту крупные источники Котурбулаак, Чага, источники Кошатинской группы и, возможно, группы Шаштобинских родников, из которых осуществляется водоснабжение колхозов и ирригация. Поэтому необходимо, что родники перестанут действовать.

6. Основное обведение выработок происходит на восточном и западном флангах месторождения.

7. С глубиной водообилие отдельных трещин значительно увеличивается, а скорость движения подземных вод достигают 1000—1500 м/секунду.

8. Рельефные условия в районе Миргалимса не позволяют заложить глубокий дренаж с самотечным выходом в сторону предгорной равнины.

Борьба с рудничными водами в условиях Миргалимса должна проводиться: а) при строительстве вертикальных шахт любого назначения и б) при проведении подготовительных горных работ и разработке месторождения в целом.

В районе Миргалимса проходка вертикальных шахт в условиях больших скоростей движения подземных вод и значительных водопритоков в настоящее время возможна только при применении специальных способов — цементации или водонижения. Вопрос о применении специального способа решается в каждом конкретном случае на основании данных, получаемых от гидрогеологов, обслуживающих горнорудное предприятие. В этом вопросе у комбината Ацисайлитометалл уже имеется некоторый опыт.

Борьба с водами при проведении подготовительных горных работ (проходка полевых и рудных штреков, рудных дворов, устройство водопримеников, насосных установок и т. д.) и выемке полезного ископаемого, особенно на нижних горизонтах, для условий Миргалимса приобретает наибольшее значение. В самом деле, при условии дренажирования всех вод и принятия их рудником, помимо указанных выше вопросов, остаются такие же менее важные вопросы, как размещение водогодливых хозяйств по руднику, устройство специальных вассерштреков, устройст-

во вспомогательных насосных станций и строительство мощных перекачочных станций.

Для борьбы с рудничными водами было предложено несколько способов, имеющих свои положительные и отрицательные стороны.

Не вдаваясь здесь в детальный разбор всех предложенных способов, необходимо сказать, что ни один из них не гарантирует полной изоляции рудника от поступления некоторого количества подземных вод.

Поэтому во всех случаях откачка воды из рудника остается неизбежной. В этом отношении заслуживает особого внимания предложение работников комбината Ацисайлитометалл об устройстве основных водопримеников на восточном и западном флангах месторождения, чтобы не транспортировать большую воду к центральному водосборнику и не заливать выработки водой. Помимо этого, работники комбината во главе с М. И. Харитоновым разработали предложение по водотoliniu из рудника без прокладки ставов, при помощи бетонной вассершахты, что также заслуживает особого внимания и одобрения.

Борьба с основными массами подземных вод должна идти по двум основным линиям.

1. Изоляция главного источника питания трещинно-карстовых вод в районе Кантаги-Баялдырского рудного поля — рек Баялдыр, Биресек и Кантаги. Для осуществления этого мероприятия могут быть предложены различные способы, что будет зависеть от величины фильтрации азота и возможности кальматации аллювия, а также от количества борьбы заложен нами в подсчете запасов подземных вод в 1955 г., после решения замера потерь воды реками.

Во всяком случае, и при кальматации и при взятии русла в бетон потребуется строительство русел рек и их углубление наподобие работ, проведенных на р. Кантаги-Карачин в поселке Кантаги.

II. Переход основных потоков трещинно-карстовых вод по основным зонам тектонических нарушений. В этом направлении предложено несколько способов, а именно:

1. Способ понижения подземных вод путем строительства водопопытывательных выработок с помощью:

а) бурения скважин большого диаметра по основным водообильным зонам. Этот способ был предложен сравнительно давно работниками Бургемской гидрогеологической партии;

б) строительства шахт в основных узлах пересечения водообильных дислокаций и сопровождающих их трещиноватых зонах. Этот способ предложен М. И. Харитоновым и получил одобрение технической конференции в Миргалимсе.

2. Способ горизонтального дренажа путем строительства вассерштолпы протяженностью около 30 км, которая охватит все Кантаги-Баялдырское рудное поле с севера, северо-запада и северо-востока. Назначение этой штолпы — перехватить только основную массу подземных вод в период максимального пополнения их запасов и срезать пики поступления воды в горные выработки.

Этот способ предложен впервые геологом В. С. Булыго и поддерживается в настоящем времени Бургемской гидрогеологической партией с некоторым видоизменением.

Помимо указанных двух способов борьбы с основными массами подземных вод, должно проводиться принудительное снижение больших гидростатических напоров трещинно-карстовых вод на действующих и проектируемых горизонтах. Для этого уже в настоящее время должны быть пройдены выработки, из которых бурить надо веерообразно расхо-

дящиеся скважины в зону главного надвига на восточном фланге месторождения, а также и на западном фланге — в зону надвига Янос. В настоящее время уже бурятся скважины на руднике и они дают положительные результаты.

Для окончательного выбора методов борьбы с рудничными водами в районе месторождения ведутся сложные опытно-экспериментальные и поисково-разведочные гидрогеологические работы, материалы которых в ближайшие годы будут также положены в основу проектирования сооружений. Выбор окончательных методов борьбы с рудничными водами должен быть решен с учетом наименьшего ущерба для сельского хозяйства, а также должно быть обеспечено промышленное водоснабжение комбината Ачисайполиметалл.

Статья поступила в редакцию  
11 февраля 1957 г.

#### РЕЗЮМЕ

Макалада Орталық Карапатудағы Мирғалисай көніндегі жерасты сұмен қалай күресу туралы пікірлер көтірілген. Жерасты сұның рудникке келүін азайтудың мынадай екі жолы бар:

1) Баялдыр — Бересек және Қантагы өзендердің сұны жерасты сұна косылуын токтату.

2) Тектоникалық структуралардан агатын сұларды басқа бағытқа актыру.

#### ИЗВЕСТИЯ

АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

Серия геологическая

Вып. 2 (27)

1957

#### НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

Г. Н. ЩЕРБА

#### НЕКОТОРЫЕ ГЛУБИННЫЕ ПОДВИЖНЫЕ ЗОНЫ ЮГО-ЗАПАДНОГО АЛТАЯ

Многолетние исследования геологии отдельных районов Алтая, а также работы по составлению карт прогнозов по Центральному Казахстану и Юго-Западному Алтаю привели нас к выводу о большом значении для распределения эндогенного оруденения глубинных подвижных зон, контролировавших размещение продуктов магматизма. Принципиальное обоснование такого подхода к решению вопроса о закономерностях распределения эндогенного оруденения было изложено нами в материалах к картам прогнозов по Центральному Казахстану (1954) и в более поздней статье [3]. К такому мнению в последнее время начинают приходить и другие исследователи. Приводимая ниже новая структурно-металлогеническая схема составлена на основании использования большого фактического материала многих исследователей Алтая.

Структуры Юго-Западного Алтая, по В. П. Некорощену, развивались на границе консолидированной и малоподвижной сибирской платформы с мобилизованными участками земной коры. Деформации возникли в области сопряжения именно в мобилизированных блоках и ориентировались параллельно краю платформы. Наряду с пликативными возникли и глубинные дисъонктивные структуры в древнем основании Алтая. Подвижность блоков вдоль северо-западных (менее северо-восточных) зон разломов послужила причиной образования Зайсанской геосинклинали, благодаря опусканию блоков в виде грабенов, и максимальному прогибу вдоль оси Калба-Нарымской синклинали.

Периодически возникавшее смещение по этим зонам под влиянием внутренних причин и движений материкового порядка способствовало их приоткрытию и проникновению по ним магматических масс в верхние структурные ярусы земной коры. Раскрытие подвижных зон чаще совпадало с опусканиями блоков, следовавшими за складчатостью. При этом могли вскрываться как прежние очаги магматизма, так и вновь возникающие на разных глубинах. Подобные глубинные разломы питали цепи вулканов центрального типа и трещинные излияния в девоне и нижнем карбоне и послужили каналами для основных, затем гранитоидных интрузий различных герцинских комплексов — саурского, двух энегорских, калбинского, малых интрузий Западной Калбы. Эти массивы, отражая положение глубинных зон, образуют совершенное отчетливые линии пояса, о чём упоминает ряд исследователей.

Внедряющиеся массы, поступающие по этим протяжённым каналам, приобретали металлогеническую специализацию в глубинных зонах за-

рождения магматизма и на пути в камеры. Петрохимический состав интрузий частично изменился и под влиянием ассоциированных явлений, особенно в краевых зонах, то принимать для Алтая концепцию металлогенической специализациимаги на месте становления интрузий нет достаточно оснований. На этом мы останавливаемся уже ранний (1953) отметив необходимость взглядов А. П. Николаева. Нужно только указать, что минеральный состав руд (а не состав главных привнесенных элеменов) закономерно носит черты петрохимического влияния пород, среди рудообразования и здесь следует различать эти два фактора. Факторы, определяющие геодинамические процессы, неизменны для всех интрузий, но в зависимости от вышесказанных структур. Для обозначения

Формы интрузии, разновидности межбреждений известное значение могли иметь и термальные растворы, не соединенные с определенными интрузиями, проникавшими в различные геологические структуры вплоть отмеченных выше глубинных разломов. Схема некоторых подвижных глубинных зон этой части Алтая составлена нами на основании геологических данных, главным образом, данных, полученных В. П. Некоревым. По характеру размещения зон она заметно отличается от аналогичной схемы Центрального Казахстана [3].

Редкая цепочка основных и ультрасубстратных интрузий отмечает проекцию на современную денудацию поверхности наиболее ранних подвижных зон северо-западного распространения мыса рек Иртыш, Чара. Почти под прямым углом к этим двум напряженням зона юго-восточного вида винчанской сечи, в Гонконг Айтас имеет постичные

З. Эмриковская. Саурская подвижная зона в горах Кавказа и, видимо, продолжением ее является габбро-диоритовый комплекс Бесбугу с западу от Маркакула. Более поздние герцинские подвижные зоны отчетливо имеют два направления: традиционно алтайское — «северо-западное» и позднее —

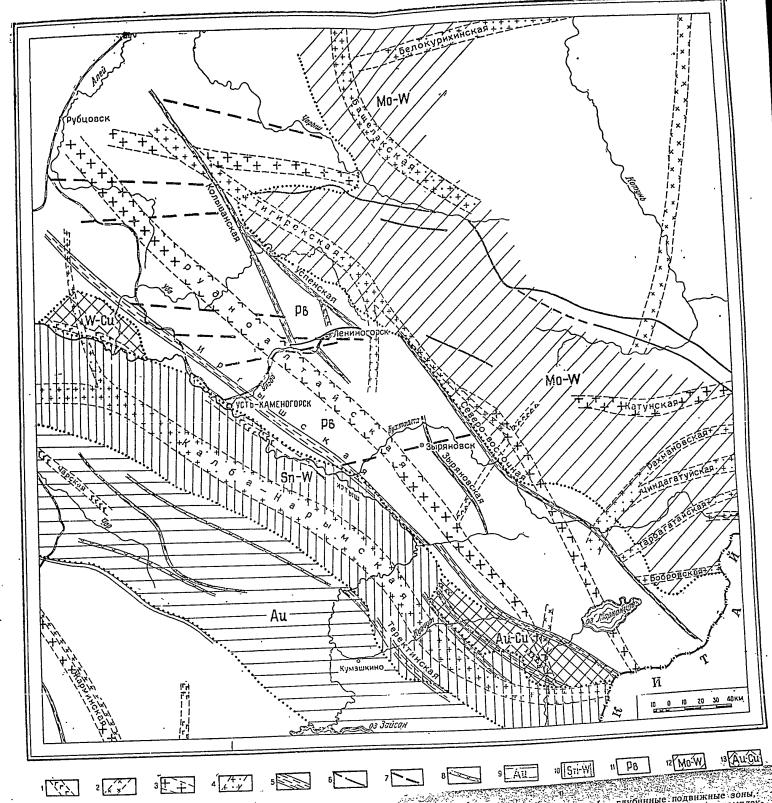


Рис. 1. Схема расположения некоторых глинистых подчиненных зон и рудных поясов Южного Урала, проплывы основными и ультраосновными гранитами; 2 — то же, гранитами и гранодиоритами южноуральского комплекса; 4 — то же, синекзигнатитовыми гранитами Казбековского района; 5 — то же, синекзигнатитовыми гранитами; 6 — отдельные разности; 7 — предполагаемые глинистые зоны Карабашского и Горнозаводского полиметаллических комплексов; 8 — зоны «малых» гранитов; 9 — зонный пояс III — ололинзо-формированный пояс; II — полиметаллический пояс; 12 — мобилизовано-формированный пояс; 13 — район наложения поясов.

Научные сообщения

.107

Пояса с редкометальным оруднением характерны тем, что рудные месторождения благодаря пространственной близости к самим интрузиям располагаются неподалеку от проекций осевой части подвижной зоны. Совершенно иное положение в Рудном Алтае. Центральная его часть, где проектируется осевая плоскость подвижной зоны, интрузии которой наиболее срезаны денудацией, не содержит этих относительно удаленного типа месторождений, которые расположены по обе стороны от нее. Друг против друга с юго-западной и северо-восточной сторон зоны размещаются следующие группы месторождений (рудные узлы): Локтевская — Змеиногорская, Золотушинская — Лаурская, Николаевская — Лебединская, Березовско-Белоусовская — Лениногорская, Заводинская — Зыряновская. Эти рудные узлы лежат на линиях примерно широтного простирания, что, возможно, связано с развитием глубинных широтных разломов, сопряженных с основной подвижной зоной. В рудных полях нередко также устанавливается широтное простирание изыскательских структур.

Известные зоны смятия Алтая могут рассматриваться как дизъюнктивное проявление глубинных подвижных зон в верхнем структурном ярусе. При этой причине их всегда следует считать полностью контролирующими положение рудных поясов [В. П. Некоршев, 1, 2]. Кстати, остальные рудные поиски, кроме полиметаллического, не имеют столь четко выраженных очерчивающих зон смятия и разломов.

Как показал опыт в других районах, в пределах областей влияния подвижных зон, на их продолжении и, особенно, на их сопряжении с другими, возникают рудные узлы в том случае, если степень денудацииrudовмещающих структурных ярусов невелика. Возможно, это окажется примененным и для Алтая, что открывает известные перспективы для поисков месторождений в новых районах, а также переоценки уже известных рудопроявлений.

Наблюдающееся наложение рудных поясов в этом случае объясняется пространственным совмещением областей влияния разновозрастных подвижных глубинных зон.

Такое наложение редкометального и золотого поясов на медный и частью полиметаллический отмечается в районах устья р. Убы, на Южном Алтае и в районе Колывани. Как видно из приложенной схемы, оно объясняется сопряжением разновозрастных подвижных зон. Калба-Нарымский оловянно-вольфрамовый пояс отчетливо рассекает золотой пояс, часть которого сохранилась северо-восточнее, в верховых р. Курутума: Сопряжение подвижных зон отмечается в районе к северу и западу от Маркакуля, к востоку от Зыряновки, в районе Карчиги, Колывани, Убардемета и других местах (см. схему, рис. 1). Все эти районы, исходя из наших представлений, являются перспективными с точки зрения выявления новых рудных месторождений и заслуживают более детальных поисков. Необходимо усилить поиски полиметаллических месторождений вдоль секущих широтных структур, показанных на схеме.

Высказываемые соображения учитывают также некоторые выводы, сделанные ранее Н. А. Елисеевым, А. П. Никольским, И. А. Преображенским, В. С. Конгтевым-Дворниковым и др. Нам представляется, что непредубежденное рассмотрение изложенных причин поясового расположения оруднения может помочь в объяснении этого пока еще недостаточно решенного вопроса.

Следует проверить на практике сделанные прогнозы в части нахождения новых рудных месторождений в разных металлогенических поясах Юго-Западного Алтая.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Нехорошев В. П. Эксп. съятия Рудного Алтая. Материалы по геологии Рудного Алтая. Изд-во АН ССР, 1940.
2. Нехорошев В. П. Закономерности распределения рудных месторождений Алтая. «Геология», 1948, № 29.
3. Шерба Г. Н. Глубинные подвижные зоны Центрального Казахстана. «Известия Академии наук Казахской ССР», серия геологическая, 1955, вып. 20.

*Статья поступила в редакцию  
4 января 1957 г.*

T. A. САТПАЕВА, N. B. ГОЛОДНОВА

## ДОМЕЙКИТ В РУДАХ ДЖЕЗКАЗГАНА

Берне некоторых буровых скважин Джезказганского месторождения был обнаружен новый для этого месторождения минерал. При исследовании установлено, что это — домейкит ( $\text{Cu}_3\text{As}$ ). Домейкит встречен в горизонте серых песчаников с богатым медно-свинцовым оруднением.

Проявляется он или в мелких зернах (размером не более 0,2 мм), включенных в поля галенита и калькоцина, или же образует в песчанике скопления в виде небольших «гнезд» почти чистого минерала с размером отдельных гнезд от 1 — 2 см (рис. 1).

Цвет минерала — стально-серый, со значительным металлическим блеском. На воздухе быстро гускает, покрываясь желтоватыми пленками побежалости. Чешуя черная, твердость — около 3,5. Минерал очень хрупок. При действии концентрированной азотной кислоты бурно вскипает, раствор интенсивно синеет за счет растворяющейся меди. В разбавленной азотной кислоте и концентрированной соляной кислоте на ходу не растворяется.

При исследовании полированной поверхности минерала в отраженном свете обнаруживаются следующие его свойства: цвет белый, со значительной отражательной способностью. По цвету и отражательной способности он едва отличим от белого халькозина по еле заметному сероватому оттенку в окраске. По сравнению с галенитом он окрашен в более серый цвет с зеленоватым оттенком. Полированная поверхность минерала на воздухе чрезвычайно быстро тускает, легко чертится стальной иглой; медная же игла не оставляет. От нажима стальной иглы легко крошится. Оптически изотропен. Формы зерен изометрические.

При воздействии на полированную поверхность минерала концентрированной азотной кислотой бурно вскипает и чернеет. Травлением концентрированной соляной кислотой выявляется в нем спайность в трех направлениях (рис. 2). Другие реакции не действуют.

При исследовании домейкита с большим увеличением в масляной иммерсии в некоторых зернах устанавливается, что минерал не имеет равномерной окраски. В отдельных зернах его наблюдаются пластинки и удлиненные тела, имеющие серовато-голубой оттенок, едва различимый от основной белой окраски минерала. Эти слегка сероватые пластиники в скрещенных николях остаются изотропными и принадлежат,

вероятно, одной из разновидностей описываемого минерала. В одном зерне удалось наблюдать пластинки, имеющие по сравнению с домейкитом более светлый оттенок. В скрещенных николях более светлоокрашенные пластинки оказались резко анизотропными. Эти пластинки анизотропного вещества, вероятно, принадлежат родственному образован-

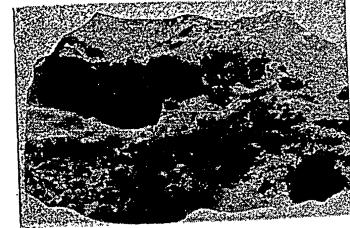


Рис. 1. Скопление домейкита в конгломерат-песчанике (черные пятна). Н. В.

нию — альгоцениту, на примесь которого указывает и рентгеноструктурный анализ.

В некоторых зернах домейкита наблюдаются мельчайшие округлые

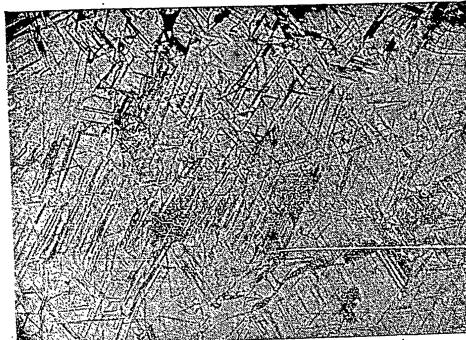


Рис. 2. Спайность в домейките, выявленная травлением концентриро-

ванный Н. С. X 80.  
включения и тонкие жилки самородного серебра (рис. 3), что подтверждается и спектральным анализом, обнаружившим небольшое количество этого элемента в составе минерала.

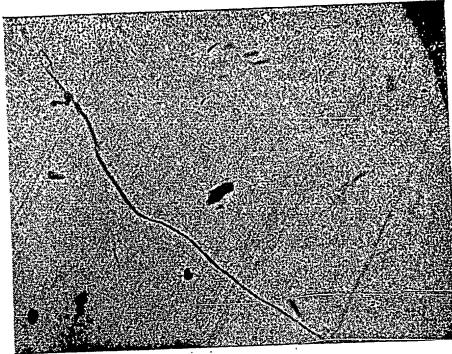


Рис. 3. Тонкие жилки самородного серебра в домейките (светлые). Масляная иммерсия.  $\times 780$ .

Спектральный анализ двух проб чистых зерен минерала обнаружил следующие элементы, входящие в его состав (табл. 1).

Таблица 1

	Cu	As	Pb	Ag	Bi	Sn	V
+++	++	сл— 0,005%	до 0,03%	0,003— —0,005%	0,001%	0,003%	

Количественный микротехнический анализ, проведенный в лаборатории Института геологических наук Академии наук Казахской ССР химиком С. И. Поток, дал следующие результаты (табл. 2).

Таблица 2

Компо-нента	Данные анализа, в %		Пересчет на 100		Атомные количе-ства		Отношение атоми-колич.	
	пр. № 1	пр. № 2	пр. № 1	пр. № 2	пр. № 1	пр. № 2	пр. № 1	пр. № 2
Cu	70,1	69,8	72,61	73,47	1144	1160	3,3	3,2
As	25,4	25,2	27,36	26,53	365	354	1	1
Сумма	96,5	95,0	100,00	100,00				

Таким образом, химический состав минерала соответствует формуле  $Cu_2As$ , отвечающей составу домейкита. Удельный вес минерала проб № 1 — 7,4; пробы № 2 — 7,9.

При исследовании штуфов руд с домейкитом и полированных шлифов, изготовленных из этих руд, устанавливается, что домейкит в Джез-

казане находится в тесном срастании с гипогенным халькозиново-борнитовыми и галенитовыми рудами и так же, как и последний, вероятно, целиком относится ко второй фазе минерализации.

Домейкит является близко одновременным минералом по отношению к гипогенному халькозину и галениту. Зерна домейкита иногда выемлены в поля галенита и халькозина, в других же участках образуют взаимные прорастания (рис. 4).

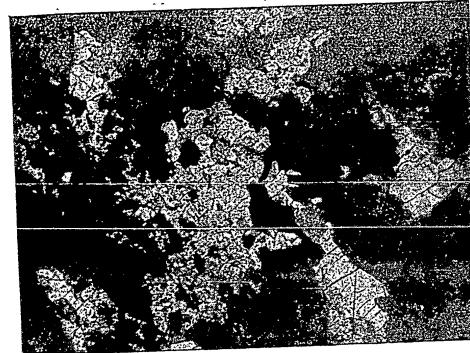


Рис. 4. Домейкит в прорастании с борнитом и халькозином (халькозин со спайностью).  $\times 80$ .

В одном изломе керна домейкит был обнаружен совместно с самородной медью. Нахождение самородной меди на такой большой глубине — явление, для Джезказгана установленное впервые. Самородная медь находится здесь обособленно от других минералов меди и образует мельчайшие листочки, вкрашенные в цемент песчаника.

Совместное проявление домейкита с самородной медью указывает на то, что растворы, из которых осаждались минералы, являлись до предела насыщенными медью. Постоянное нахождение домейкита с гипогенным халькозиново-борнитовыми рудами в Джезказганском месторождении также говорит об исключительной общей насыщенности медью растворов, образовавших эти руды, что привело к выделению минералов с наиболее высоким содержанием металла.

Нахождение этих руд совместно с галенитом — минералом, отложившимся в поздние стадии оруденения, а также приуроченность их к нижним глубоким горизонтам месторождения, указывает на сильную обогащенность рудоносных растворов медью к концу рудообразования Джезказганского месторождения.

Рентгенометрические исследования домейкита указывают на тонкое срастание минерала с альгоонитом, медью и висмутом, что подтверждается микроскопическим и спектральным анализами минерала.

Таблица 3

Результаты рентгенометрического исследования домейнита, произведенные в лаборатории Института геологических наук Академии наук Казахской ССР

№	Проба № 1			Проба № 2		
	J	d	определение	J	d	определение
1	оч. оч. слаб.	3,88	домейнит	оч. оч. слаб.	3,92	домейнит
2	оч. оч. слаб.	3,41	висмут?	оч. оч. слаб.	3,41	висмут
3	оч. оч. слаб.	3,07	*	слаб.	3,02	*
4	оч. слаб.	3,07	домейнит	оч. оч. слаб.	2,93	домейнит
5	оч. оч. слаб.	2,87	*	*	—	—
6	слаб.	2,55	домейнит	слаб.	2,55	домейнит
7	слаб.	2,37	*	оч. слаб.	2,37	*
8	ср. слаб.	2,27	*	слаб.	2,28	альгидонит
9	слаб.	2,23	*	оч. слаб.	2,21	*
10	средн.	2,16	домейнит	средн.	2,13	домейнит
11	оч. оч. силын.	2,06	*	оч. оч. силын.	2,01	*
12	ср. силын.	2,00	меди	ср. силын.	2,00	меди
13	силын.	1,95	домейнит	силын.	1,95	домейнит
14	оч. силын.	1,88	*	оч. оч. слаб.	1,79	меди
15	ср. силын.	1,79	меди	оч. оч. слаб.	1,73	альгидонит
16	оч. оч. слаб.	1,73	альгидонит	оч. оч. слаб.	1,56	домейнит
17	оч. оч. слаб.	1,63	*	оч. оч. слаб.	1,56	альгидонит
18	оч. оч. слаб.	1,59	домейнит	оч. оч. слаб.	1,5	альгидонит
19	оч. слаб.	1,55	*	оч. слаб.	1,48	—
20	оч. оч. слаб.	1,52	альгидонит	ср. слаб.	1,43	домейнит
21	слаб.	1,48	*	слаб.	1,46	*
22	ср. силын.	1,44	альгидонит	ср. силын.	1,41	*
23	оч. оч. слаб.	1,40	*	оч. оч. слаб.	1,25	меди
24	оч. слаб.	1,33	домейнит	ср. слаб.	1,21	домейнит
25	слаб.	1,31	*	ср. силын.	1,18	*
26	оч. оч. слаб.	1,31	меди	оч. оч. слаб.	1,15	*
27	ср. силын.	1,22	домейнит	оч. слаб.	1,11	альгидонит
28	силын.	1,18	*	оч. оч. слаб.	1,08	*
29	оч. оч. слаб.	1,14	альгидонит	*	*	*
30	ср. слаб.	1,11	*	*	*	*
31	слаб.	1,09	меди	*	*	*
32	оч. оч. слаб.	1,04	*	*	*	*
33	оч. слаб.	1,01	альгидонит	*	*	*
34	слаб.	0,99	*	*	*	*

Статья поступила в редакцию  
10 ноября 1956 г.

FOR OFFICIAL USE ONLY

## ИЗВЕСТИЯ

АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

Серия геологическая

1957

Блан. 2 (27)

## КРИТИКА И БИБЛИОГРАФИЯ

М. Т. САМСОНОВ

О РАБОТАХ А. А. ПЕТРЕНКО, ОПУБЛИКОВАННЫХ  
В КНИГАХ «ТРУДЫ ЛАБОРАТОРИИ ГЕОЛОГИИ УГЛЯ  
АКАДЕМИИ НАУК ССР»

Во втором выпуске «Трудов Лаборатории геологии угля» опубликованы две работы объемистые статьи А. А. Петренко: «Геотектонические и палеогеографические условия формирования угленосных отложений карбона Центрального Казахстана» и «Стратиграфия и возраст угленосных отложений карбона Центрального Казахстана в свете новейших исследований».

Эти работы по своему содержанию, а главное по характеру использования широкоприменившихся геологических материалов в бассейне, заслуживают сугубой критики. Но нам казалось, что достаточно аргументированные деловые указания и обоснованные критические замечания в адрес А. А. Петренко в 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 37, 38, 39, 40, 41, 42, 43, 44, 45, 46, 47, 48, 49, 50, 51, 52, 53, 54, 55, 56, 57, 58, 59, 60, 61, 62, 63, 64, 65, 66, 67, 68, 69, 70, 71, 72, 73, 74, 75, 76, 77, 78, 79, 80, 81, 82, 83, 84, 85, 86, 87, 88, 89, 90, 91, 92, 93, 94, 95, 96, 97, 98, 99, 100, 101, 102, 103, 104, 105, 106, 107, 108, 109, 110, 111, 112, 113, 114, 115, 116, 117, 118, 119, 120, 121, 122, 123, 124, 125, 126, 127, 128, 129, 130, 131, 132, 133, 134, 135, 136, 137, 138, 139, 140, 141, 142, 143, 144, 145, 146, 147, 148, 149, 150, 151, 152, 153, 154, 155, 156, 157, 158, 159, 160, 161, 162, 163, 164, 165, 166, 167, 168, 169, 170, 171, 172, 173, 174, 175, 176, 177, 178, 179, 180, 181, 182, 183, 184, 185, 186, 187, 188, 189, 190, 191, 192, 193, 194, 195, 196, 197, 198, 199, 200, 201, 202, 203, 204, 205, 206, 207, 208, 209, 210, 211, 212, 213, 214, 215, 216, 217, 218, 219, 220, 221, 222, 223, 224, 225, 226, 227, 228, 229, 230, 231, 232, 233, 234, 235, 236, 237, 238, 239, 240, 241, 242, 243, 244, 245, 246, 247, 248, 249, 250, 251, 252, 253, 254, 255, 256, 257, 258, 259, 260, 261, 262, 263, 264, 265, 266, 267, 268, 269, 270, 271, 272, 273, 274, 275, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 286, 287, 288, 289, 290, 291, 292, 293, 294, 295, 296, 297, 298, 299, 300, 301, 302, 303, 304, 305, 306, 307, 308, 309, 310, 311, 312, 313, 314, 315, 316, 317, 318, 319, 320, 321, 322, 323, 324, 325, 326, 327, 328, 329, 330, 331, 332, 333, 334, 335, 336, 337, 338, 339, 340, 341, 342, 343, 344, 345, 346, 347, 348, 349, 350, 351, 352, 353, 354, 355, 356, 357, 358, 359, 360, 361, 362, 363, 364, 365, 366, 367, 368, 369, 370, 371, 372, 373, 374, 375, 376, 377, 378, 379, 380, 381, 382, 383, 384, 385, 386, 387, 388, 389, 390, 391, 392, 393, 394, 395, 396, 397, 398, 399, 400, 401, 402, 403, 404, 405, 406, 407, 408, 409, 410, 411, 412, 413, 414, 415, 416, 417, 418, 419, 420, 421, 422, 423, 424, 425, 426, 427, 428, 429, 430, 431, 432, 433, 434, 435, 436, 437, 438, 439, 440, 441, 442, 443, 444, 445, 446, 447, 448, 449, 450, 451, 452, 453, 454, 455, 456, 457, 458, 459, 460, 461, 462, 463, 464, 465, 466, 467, 468, 469, 470, 471, 472, 473, 474, 475, 476, 477, 478, 479, 480, 481, 482, 483, 484, 485, 486, 487, 488, 489, 490, 491, 492, 493, 494, 495, 496, 497, 498, 499, 500, 501, 502, 503, 504, 505, 506, 507, 508, 509, 510, 511, 512, 513, 514, 515, 516, 517, 518, 519, 520, 521, 522, 523, 524, 525, 526, 527, 528, 529, 530, 531, 532, 533, 534, 535, 536, 537, 538, 539, 540, 541, 542, 543, 544, 545, 546, 547, 548, 549, 550, 551, 552, 553, 554, 555, 556, 557, 558, 559, 560, 561, 562, 563, 564, 565, 566, 567, 568, 569, 569, 570, 571, 572, 573, 574, 575, 576, 577, 578, 579, 580, 581, 582, 583, 584, 585, 586, 587, 588, 589, 589, 590, 591, 592, 593, 594, 595, 596, 597, 598, 599, 599, 600, 601, 602, 603, 604, 605, 606, 607, 608, 609, 609, 610, 611, 612, 613, 614, 615, 616, 617, 618, 619, 619, 620, 621, 622, 623, 624, 625, 626, 627, 628, 629, 629, 630, 631, 632, 633, 634, 635, 636, 637, 638, 639, 639, 640, 641, 642, 643, 644, 645, 646, 647, 648, 649, 649, 650, 651, 652, 653, 654, 655, 656, 657, 658, 659, 659, 660, 661, 662, 663, 664, 665, 666, 667, 668, 669, 669, 670, 671, 672, 673, 674, 675, 676, 677, 678, 679, 679, 680, 681, 682, 683, 684, 685, 686, 687, 688, 689, 689, 690, 691, 692, 693, 694, 695, 696, 697, 698, 699, 699, 700, 701, 702, 703, 704, 705, 706, 707, 708, 709, 709, 710, 711, 712, 713, 714, 715, 716, 717, 718, 719, 719, 720, 721, 722, 723, 724, 725, 726, 727, 728, 729, 729, 730, 731, 732, 733, 734, 735, 736, 737, 738, 739, 739, 740, 741, 742, 743, 744, 745, 746, 747, 748, 749, 749, 750, 751, 752, 753, 754, 755, 756, 757, 758, 759, 759, 760, 761, 762, 763, 764, 765, 766, 767, 768, 769, 769, 770, 771, 772, 773, 774, 775, 776, 777, 778, 779, 779, 780, 781, 782, 783, 784, 785, 786, 787, 788, 789, 789, 790, 791, 792, 793, 794, 795, 796, 797, 797, 798, 799, 799, 800, 801, 802, 803, 804, 805, 806, 807, 808, 809, 809, 810, 811, 812, 813, 814, 815, 816, 817, 817, 818, 819, 819, 820, 821, 822, 823, 824, 825, 826, 827, 828, 829, 829, 830, 831, 832, 833, 834, 835, 836, 837, 838, 839, 839, 840, 841, 842, 843, 844, 845, 846, 847, 848, 849, 849, 850, 851, 852, 853, 854, 855, 856, 857, 858, 859, 859, 860, 861, 862, 863, 864, 865, 866, 867, 868, 869, 869, 870, 871, 872, 873, 874, 875, 876, 877, 878, 879, 879, 880, 881, 882, 883, 884, 885, 886, 887, 888, 889, 889, 890, 891, 892, 893, 894, 895, 896, 897, 897, 898, 899, 899, 900, 901, 902, 903, 904, 905, 906, 907, 908, 909, 909, 910, 911, 912, 913, 914, 915, 916, 917, 918, 919, 919, 920, 921, 922, 923, 924, 925, 926, 927, 928, 929, 929, 930, 931, 932, 933, 934, 935, 936, 937, 938, 939, 939, 940, 941, 942, 943, 944, 945, 946, 947, 948, 949, 949, 950, 951, 952, 953, 954, 955, 956, 957, 958, 959, 959, 960, 961, 962, 963, 964, 965, 966, 967, 968, 969, 969, 970, 971, 972, 973, 974, 975, 976, 977, 978, 979, 979, 980, 981, 982, 983, 984, 985, 986, 987, 988, 989, 989, 990, 991, 992, 993, 994, 995, 995, 996, 997, 998, 999, 999, 1000, 1001, 1002, 1003, 1004, 1005, 1006, 1007, 1008, 1009, 1009, 1010, 1011, 1012, 1013, 1014, 1015, 1016, 1017, 1018, 1019, 1019, 1020, 1021, 1022, 1023, 1024, 1025, 1026, 1027, 1028, 1029, 1029, 1030, 1031, 1032, 1033, 1034, 1035, 1036, 1037, 1038, 1039, 1039, 1040, 1041, 1042, 1043, 1044, 1045, 1046, 1047, 1048, 1049, 1049, 1050, 1051, 1052, 1053, 1054, 1055, 1056, 1057, 1058, 1059, 1059, 1060, 1061, 1062, 1063, 1064, 1065, 1066, 1067, 1068, 1069, 1069, 1070, 1071, 1072, 1073, 1074, 1075, 1076, 1077, 1078, 1079, 1079, 1080, 1081, 1082, 1083, 1084, 1085, 1086, 1087, 1088, 1089, 1089, 1090, 1091, 1092, 1093, 1094, 1095, 1096, 1097, 1098, 1098, 1099, 1099, 1100, 1101, 1102, 1103, 1104, 1105, 1106, 1107, 1108, 1109, 1109, 1110, 1111, 1112, 1113, 1114, 1115, 1115, 1116, 1117, 1118, 1119, 1119, 1120, 1121, 1122, 1123, 1124, 1125, 1125, 1126, 1127, 1128, 1129, 1129, 1130, 1131, 1132, 1133, 1134, 1135, 1135, 1136, 1137, 1138, 1139, 1139, 1140, 1141, 1142, 1143, 1143, 1144, 1145, 1146, 1147, 1147, 1148, 1149, 1149, 1150, 1151, 1152, 1153, 1153, 1154, 1155, 1156, 1156, 1157, 1158, 1159, 1159, 1160, 1161, 1162, 1163, 1163, 1164, 1165, 1166, 1166, 1167, 1168, 1169, 1169, 1170, 1171, 1172, 1173, 1173, 1174, 1175, 1176, 1176, 1177, 1178, 1179, 1179, 1180, 1181, 1182, 1183, 1183, 1184, 1185, 1186, 1186, 1187, 1188, 1189, 1189, 1190, 1191, 1192, 1193, 1193, 1194, 1195, 1196, 1196, 1197, 1198, 1199, 1199, 1200, 1201, 1202, 1203, 1203, 1204, 1205, 1206, 1206, 1207, 1208, 1209, 1209, 1210, 1211, 1212, 1212, 1213, 1214, 1215, 1215, 1216, 1217, 1218, 1218, 1219, 1219, 1220, 1221, 1221, 1222, 1223, 1224, 1224, 1225, 1226, 1226, 1227, 1228, 1229, 1229, 1230, 1231, 1232, 1232, 1233, 1234, 1234, 1235, 1236, 1236, 1237, 1238, 1238, 1239, 1239, 1240, 1241, 1241, 1242, 1243, 1243, 1244, 1245, 1245, 1246, 1247, 1247, 1248, 1249, 1249, 1250, 1251, 1251, 1252, 1253, 1253, 1254, 1255, 1255, 1256, 1257, 1257, 1258, 1259, 1259, 1260, 1261, 1261, 1262, 1263, 1263, 1264, 1265, 1265, 1266, 1267, 1267, 1268, 1269, 1269, 1270, 1271, 1271, 1272, 1273, 1273, 1274, 1275, 1275, 1276, 1277, 1277, 1278, 1279, 1279, 1280, 1281, 1281, 1282, 1283, 1283, 1284, 1285, 1285, 1286, 1287, 1287, 1288, 1289, 1289, 1290, 1291, 1291, 1292, 1293, 1293, 1294, 1295, 1295, 1296, 1297, 1297, 1298, 1299, 1299, 1300, 1301, 1301, 1302, 1303, 1303, 1304, 1305, 1305, 1306, 1307, 1307, 1308, 1309, 1309, 1310, 1311, 1311, 1312, 1313, 1313, 1314, 1315, 1315, 1316, 1317, 1317, 1318, 1319, 1319, 1320, 1321, 1321, 1322, 1323, 1323, 1324, 1325, 1325, 1326, 1327, 1327, 1328, 1329, 1329, 1330, 1331, 1331, 1332, 1333, 1333, 1334, 1335, 1335, 1336, 1337, 1337, 1338, 1339, 1339, 1340, 1341, 1341, 1342, 1343, 1343, 1344, 1345, 1345, 1346, 1347, 1347, 1348, 1349, 1349, 1350, 1351, 1351, 1352, 1353, 1353, 1354, 1355, 1355, 1356, 1357

## FOR OFFICIAL USE ONLY

114

Критика и библиография

среднему карбону, а надоллинику (тектонически) — к верхнему карбону. Дело, в конечном счете, не в том, что А. А. Петренко поднимает возраст отложений Карагандинского бассейна. Если в процессе дальнейших исследований удастся собрать достаточно убедительные данные, подтверждающие более высокий возраст, то это всеми будет признано и расценено как дальнейший и естественный шаг в изучении бассейна. Дело в том, что А. А. Петренко неоднократно доказательствует свою правоту, и это неизменно и совсем не научным приемам. Так, например, необоснованно относя нижнюю часть карагандинской свиты к наморскому ярусу, он в то же время заявляет, что описанная А. М. Симориным (1951) средне-нижняя гонитит в этой части свиты над угленосом. (Нижняя Маринана) не могут быть в стратиграфических горизонтах нижнего карбона памбара. Как говорят: «Если факты против меня, так тем хуже для фактов».

Указанный А. М. Симориным Leisia tricarinata Meek et Worth. f. pilimata Pruv., как характерную для наморских отложений, А. А. Петренко на основании флюоритовых и М. И. Теслинова (1951) по Караганде считает относящейся к среднему и верхней части среднего карбона Караганды [6, стр. 10].

Не имея возможности совершенно отрицать существую фазу тектогенеза, ясно проявившуюся в Центральном Казахстане в низах среднего карбона в виде крупного перерыва, благодаря чему выпали из разреза Карагандинского бассейна отложения бореальной части среднего карбона и выше до юра, А. А. Петренко свел проявление существующей фазы, состоящей из неустойчивости группы угольных пластов  $k_1$ , пластов  $k_2$ ,  $k_3$ ,  $k_4$ ,  $k_5$  (стр. 45), приуроченных к верхнекизильским, фаунистически окраинизированным отложением Карагандинской свиты.

По вопросам стратиграфического метода определения возраста угленосных отложений Карагандинского бассейна мы позволим сослаться на авторитетное мнение всеми нами уважаемого академика Д. В. Наливкина.

В работе «Возраст карагандинской свиты» (1956) академик Д. В. Наливкин, ссылаясь на трудность получить однозначный ответ о возрасте отложений Карагандинского бассейна по палеонтологическим данным, считает, что более определенные указания дает стратиграфический метод.

Академик Д. В. Наливкин пишет: «На Урале, в Тиль-Шане, в разрезах палеозоя северо-восточного Казахстана верхний палеозой, начинаящий обычно средним карбоном, залегает трансгрессивно, с угловым несогласием, которое сопровождается резкими изменениями процессов осадконакопления. Караганда находится среди этих областей и в ней переход от

## FOR OFFICIAL USE ONLY

## FOR OFFICIAL USE ONLY

Критика и библиография

115

научный пост в головном научном учреждении Академии наук СССР по вопросам геологии угля. Бросая такое обвинение казахстанским геологам, А. А. Петренко не мог не знать, что большинство коллективов на протяжении уже 25 лет добросовестно и продуктивно шаг за шагом не в Америке, а в Казахстане решал и решает очень многие геологические вопросы.

Разведаны, научно обоснованы Карагандинский бассейн, Екибастузский месторождения, Малкубенский бассейн и целый ряд других месторождений Центрального Казахстана. Многие из геологов Казахстана за эти исследования удостоены высоких правительственные наград.

Предыдущие работы А. А. Петренко по Караганде, как и по Уралу, получили уже правдивую отрицательную оценку на страницах журнала «Известия Академии наук СССР» [1, 3]. Тем не менее мы считаем необходимым еще раз подкорректировать А. А. Петренко, предупредив его о по-настоящему отрицательной оценке своих работ, помнить, что научная ценность работы характеризуется не только фактом опубликования ее в печати, но и ее признанной полезностью на производстве, полезностью для дела коммунистического строительства, что нельзя сказать о работах А. А. Петренко.

Нельзя не отметить и то обстоятельство, что руководство Лаборатории геологии угля проявляет неподнятый либерализм в отношении работ А. А. Петренко, печатая их без достаточной критики и аллюзий, несмотря на справедливые отрицательные отзывы со стороны казахстанских и уральских работников.

Нельзя не отрицательную оценку работ А. А. Петренко, как мы в то же время с удовлетворением отмечаем ряд очень интересных и нужных исследований, проведенных работниками группы Лаборатории геологии угля Академии наук СССР, работающими в Карагандинском бассейне.

К числу таких относятся, например, работы В. В. Конерной в области изучения литологии бассейна, работы А. А. Любера и Н. М. Крыловой, посвященные петрографии и изучению углей бассейна, и ряд работ других авторов, объективно подготавливающих к решению стоящих перед геологами задач.

Эти работы с успехом используются в практической деятельности геологами — разведчиками бассейна.

Статья поступила в редакцию 2 ноября 1956 г.

## ЛИТЕРАТУРА

- Быков М. С., Кушев Г. Л., Медов Г. Д., Шлыгин Е. Д. По поводу статьи А. А. Петренко и М. И. Ритенберг «Условия образования и возраст угленосных отложений карагандинской свиты Карагандинского бассейна». *Известия Академии наук СССР*, 1953, № 4.
- Кушев Г. Л. Стратиграфия Карагандинского бассейна. Серия геологии, горного дела, металлоургии, № 9. Металлургиздат, 1953.
- Мамаев Н. Ф. О работе А. А. Петренко по Уралу. *Известия Академии наук СССР*, серия геологическая, 1954, № 6.
- Наливкин Д. В. Возраст карагандинской свиты. Основные итоги геологического изучения Карагандинского бассейна. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1956.
- Петренко А. А. Геотектонические и палеогеографические условия угленосных отложений карбона Центрального Казахстана. Труды Лаборатории геологии угля, вып. II, 1954.
- Петренко А. А. Стратиграфия и возраст угленосных отложений карбона Центрального Казахстана в свете новейших исследований. Труды Лаборатории геологии угля, вып. VI, 1956.

## FOR OFFICIAL USE ONLY

FOR OFFICIAL USE ONLY

СОДЕРЖАНИЕ

М. П. Русаков. Кемельбекская угленосная зона в Северо-Восточном Прибалашье, ее изучение и разведка	3
Е. И. Мураховская.Петрографическая характеристика основных генетических типов углей Майкобеинского бассейна	8
Л. Г. Никитина. Некоторые данные по геологии дайковых пород Зыряновского района Рудного Алтая	28
В. А. Ким. Полевые шпаты порфиров Зыряновского района Рудного Алтая	42
Т. А. Румянцева. Роль карбонатных пород, содержащих углистое вещество и битумы, в образовании Рулихинского месторождения на Рудном Алтае	60
М. С. Быкова, Д. Н. Казанли. Связь структуры гравиметрического поля Центрального Казахстана с раннегерцинскими линзами	67
В. С. Жеваго. Гидрогеологические условия рудника Миргалимсай	94

Научные сообщения

Г. Н. Щерба. Некоторые глубинные подвижные зоны Юго-Западного Алтая	105
Т. А. Сатпаева, Н. Б. Голоднова. Домейкит в рудах Джезказгана	108

Критика и библиография

М. Т. Самсонов. О работах А. А. Петренко, опубликованных в книгах «Труды Лаборатории геологии угля Академии наук СССР».	113
---	-----

Редактор Семенов М. Н.  
Худ. редактор Сущих И. Д.  
Тех. редактор Ророкина З. П.  
Корректор Бетманова В. Н.

\* \* \*

Сдано в набор 29/IV 1957 г. Подписано к печати 28/VI 1957 г.  
Формат 70×108<sup>1/16</sup>=7,25 физ. л. 9,95 усл. п. л.+11 вклейк. 11,25 уч.-изд. л.  
Тираж 850. УГ03867. Цена. 8 руб.

\* \* \*

Типография Издат. АН КазССР. Алма-Ата, ул. Шевченко, 17. Зак. 209.

FOR OFFICIAL USE ONLY